YVONNE BATTIAU - QUENEY

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF GALLOIS

Brest. 1978

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
– LE 12 MAI 1978 –

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1980

COMPOSITION DU JURY

M. André GUILCHER, *Président et Rapporteur, Professeur à l'Université de Bretagne Occident*
M. Alain GODARD, *Professeur à l'Université de Paris I,*
M. KIDSON, *Professeur Head of Department of Geography Aberystwyth,*
M. C. KLEIN, *Professeur à l'Université de Paris IV,*
Mme. Annick MOIGN, *Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale,*

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545813_0001

YVONNE BATTIAU - QUENEY

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF GALLOIS

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
– LE 12 MAI 1978 –

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1980

L'Atelier de Reproduction des Thèses décline toute responsabilité touchant la qualité technique des documents qu'il reproduit.

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2 - 7295 - 0074 - X
© Yvonne BATTIAU - QUENEY, 1980

à la mémoire de mon père.

TABLES DES MATIÈRES

pages

AVANT-PROPOS 1

INTRODUCTION 5

A.Orientation de la thèse 5

B.Remarques générales sur la documentation cartographique et photographique utilisée 8

C.Présentation des grands volumes du relief gallois 11

1ÈRE PARTIE: LA GENÈSE DES STRUCTURES: DU PRÉCAMBRIEN À L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE 25

CHAPITRE 1: LA MISE EN PLACE DU SOCLE CALEDONIEN 27

A.Le substrat précambrien 27

B.La sédimentation cambro-silurienne 31

C.Caractères originaux de la tectonique calédonienne du Massif Gallois 42

CHAPITRE 2: LA COUVERTURE DEVONO-CARBONIFERE: LA TERRE DE St GEORGE,PREMIERE ESQUISSE DU MASSIF GALLOIS 47

A.Le Vieux Grès Rouge: signification morphotectonique 47

B.La transgression carbonifère et l'aplanissement de la Terre de St George 55

C.Les effets de l'orogenèse armoricaine sur le Massif Gallois... 67

CHAPITRE 3: L'INDIVIDUALISATION DU MASSIF GALLOIS AU MESOZOIQUE.. 73

A.Le Nouveau Grès Rouge et la topographie pré-triasique 73

1.Extension des affleurements actuels 73

2.L'environnement morphoclimatique et l'origine du matériel: le Massif Gallois n'existait pas encore 77

3.La topographie pré-triasique: un rôle modeste dans le relief actuel 103

a) Des bassins sédimentaires beaucoup plus étendus que les affleurements actuels 103

b) Un paysage d'inselbergs contrastant avec de vastes zones de piedmonts 119

c) Un modelé d'érosion différentielle caractéristique 122
d) Rôle de la topographie pré-triasique dans le relief actuel ... 132

B.La transgression jurassique 136
1.Le Rhétien 137
2.La couverture liasique du socle gallois 140
3.Le Jurassique moyen et supérieur 146
C.Le Crétacé et l'émersion définitive du Massif Gallois 149
1.La sédimentation crétacée sur les marges du Massif Gallois 150
2.Les données actuelles sur la sédimentation crétacée dans les mers bordières 155
3.L'hypothèse de la couverture crayeuse sur le Pays-de-Galles 160
4.Importance géomorphologique de l'émersion du Massif Gallois au Crétacé 163

2ÈME PARTIE: LA DIVERSITÉ RÉGIONALE,LES COMBINAISONS DE FORMES 165

CHAPITRE 1: LES REGIONS RESTEES RELATIVEMENT STABLES AU TERTIAIRE ET A FAIBLE ENERGIE DE RELIEF 167
A.L'île d'Anglesey 167
- Un socle de lithologie extrêmement variée dans un secteur de relative stabilité tectonique depuis le Paléozoïque supérieur 169
- Une surface fondamentale 172
- Une surface fondamentale dominée par quelques reliefs résiduels . 177
- Une surface fondamentale faiblement déformée et disloquée 182
- Une évolution appalachienne à peine ébauchée 185
- Une île modelée par les glaces 188

B.Le Pembrokeshire et l'Ouest du Carmarthenshire 193
1.Les héritages pré-quaternaires dans le relief actuel 194
a) La presqu'île de St David's 195
b) La presqu'île de Marloes 198
c) La cuvette d'Haverfordwest 202
d) Le secteur de Treffgarne 207
e) La presqu'île de Pen Caer et les Mynydd Prescelly 213
f) La presqu'île de Castlemartin-Tenby 217

2.Les modifications apportées au relief pendant le Quaternaire froid 232

CHAPITRE 2: LES REGIONS DE TECTONIQUE TERTIAIRE PLUS AMPLE OU LA SURFACE FONDAMENTALE DEFORMEE EST BIEN CONSERVEE 243

A.Gower,le Vale of Glamorgan et le SW du Monmouthshire 243

1.La presqu'île de Gower: un relief hérité d'une tectonique tertiaire 244

2.Le Vale of Glamorgan et le SW du Monmouthshire 259

a) L'escarpement Sud du Bassin Houiller 261

b) Les bas plateaux du Vale of Glamorgan 269

B.Le Bassin Houiller Sud-Gallois et ses marges septentrionales (de Kidwelly aux Brecon Beacons et aux Black Mountains) 273

1.Présentation structurale d'ensemble 274

2.Etude régionale: problèmes de morphologie structurale 279

a) Le secteur occidental:de Kidwelly à Ammanford et Swansea 279

b) La Black Mountain,la Fforest Fawr et les Brecon Beacons 284

b.1.Le "Grand Escarpement"du Sud-Galles 284

- Diversité du matériel affleurant au sommet du front principal 287

- L'escarpement principal n'est pas fondamentalement une forme d'érosion différentielle 289

- Un système étagé de niveaux d'érosion 293

b.2.Une pénéplaine d'altération tropicale 300

c) Les plateaux calcaires ou gréseux au Sud de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons 307

c.1.Au Sud de la Fforest Fawr occidentale 308

c.2.Au Sud de la Fforest Fawr centrale et orientale 319

c.3.Les Mynydd Llangynidr et Llangattock 325

d) Les plateaux du Bassin Houiller (sensu stricto) 335

3.Les héritages du Quaternaire dans le relief et le modelé.. 345

C.La Forest of Dean et le SE du Monmouthshire 361

1.Présentation d'ensemble 361

2.Mise en évidence d'une surface fondamentale 371

3.Les rapports de cette surface avec la topographie prétriasique 383

D.Les Mendip Hills 391
1.Présentation topographique et structurale 391
2.Place des topographies pré-triasique et pré-liasique dans le relief actuel 398
3.Mise en évidence d'un aplanissement post-liasique sur les Mendips 401
4.Interprétation morphologique des bordures Nord et Sud des Mendips..... 407
5.La dissection des Mendips et le réseau de vallées sèches. 410

E.Le Nord-Est du Massif Gallois 415
1.La bordure Nord-orientale des Denbighshire Moors 416
2.Le Vale of Clwyd et ses bordures 425
a) La bordure occidentale 425
b) La bordure orientale 431
c) L'extrêmité Sud du Vale of Clwyd 436
d) Conclusions sur l'interprétation morphologique des bordures du Vale 437
3.La Clwydian Range et sa retombée orientale 439
a) Interprétation morphologique des surfaces topographiques de cette région 441
- La plate-forme calcaire de 150-180m 441
- L'Halkyn Mountain et les hautes surfaces calcaires ou gréseuses qui la prolongent vers le Sud 444
b) Principaux types de modelé 458
1°) Le modelé d'alvéoles du Millstone Grit 458
2°) Le modelé fluvio-karstique des plateaux calcaires entre Prestatyn et Caerwys 463
3°) La plaine de corrosion de Llandegla 465
4.Les hautes surfaces de la région de Llangollen,les Eglwyseg Rocks et la vallée de la Dee,en aval de Corwen 471
a) L'origine des hautes surfaces 471
b) Evolution morphologique des plateaux calcaires (Esclusham Mountain,Eglwyseg Mountain) 475
c) Le dégagement et l'évolution de la corniche calcaire des Eglwyseg Rocks 476
d) Les rapports de la surface fondamentale avec la topographie

pré-triasique 479

e)La vallée de la Dee,rivière adaptée à la structure 481

5.Les plateaux situés entre les Berwyn Hills et la plaine du Shropshire,à l'Ouest d'Oswestry 483

- Le matériel lithologique 483
- Existence d'une surface d'altération tropicale 486
- Quelques remarques sur l'évolution quaternaire 495

Conclusion générale 497

CHAPITRE 3: LES REGIONS OU LA TECTONIQUE TERTIAIRE CONTROLE TOUT LE RELIEF ACTUEL 501

A.La bordure centre-orientale du Massif Gallois (Shropshire). 502

-Le secteur du Wrekin,de Little Wenlock et de Wrockwardine 509

-Les régions situées au Sud de la Severn: Stiperstones, Long Mynd,couloir de Church Stretton,Caer Caradoc,Wenlock Edge,Clee Hills 516

-L'héritage quaternaire: modelé périglaciaire et accumulations glaciaires ou fluvio-glaciaires 537

B.Le NW du Massif Gallois entre le détroit de Menai et la "faille"de Bala: de la Snowdonia au Cader Idris 544

1.Un compartimentage structural 544

2.Le front NW de la Snowdonia (Caernarvonshire) 553

3.Le secteur du Cader Idris 571

3ÈME PARTIE: TRAITS GÉNÉRAUX DE LA GENÈSE DU RELIEF GALLOIS 581

CHAPITRE 1: L'APLANISSEMENT FONDAMENTAL DU MASSIF GALLOIS 583

A.Une longue évolution acyclique 585

B.Les caractéristiques morphologiques de l'aplanissement fondamental 595

1.Les formations corrélatives 595

2.Les reliefs résiduels 603

3.Conclusions sur les modalités de l'aplanissement 605

CHAPITRE 2: LA TECTONIQUE NEOGENE 609
A.L'âge et le style des déformations 609
- L'âge 609
- Le style 621
B.Les conséquences morphologiques 629
1.Les formes de "dégradation lente" 629
a)Les reliefs appalachiens 630
b)Les modelés d'altération différentielle 633
2.Les aplanissements locaux sur calcaire 636
3.La création d'escarpements de faille ou de flexure 643
4.La mise en place et l'incision du réseau hydrographique. 648

CHAPITRE 3: LES RETOUCHES GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES AU QUATERNAIRE 657
A.Nombre et âge des glaciations ayant intéressé le Massif Gallois:mise au point sur les données récentes 658
B.L'extension du domaine glacié au Quaternaire et l'épaisseur de la glace au Devensien supérieur 664
C.L'intensité de l'empreinte glaciaire dans le paysage: typologie régionale 677
D.Les retouches périglaciaires dans le relief actuel 688

CONCLUSION 695

APPENDICE: Nomenclature et classification des roches sédimentaires utilisées dans cette thèse 701
A.Les pélites et les roches schisteuses: shales,siltstones, mudstones,ardoises 702
B.Les roches gréseuses ou conglomératiques 708
C.Les roches calcaires et dolomitiques 719

BIBLIOGRAPHIE 727

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE 771
LISTE DES FIGURES HORS-TEXTE 775
LISTE DES TABLEAUX 776
LISTE DES PHOTOGRAPHIES 777
INDEX DES NOMS DE LIEUX 779
GLOSSAIRE DES PRINCIPAUX TOPONYMES GALLOIS 791

AVANT - PROPOS.

Le moment est venu de remercier tous ceux qui m'ont aidée au cours des 9 années consacrées à cette thèse, et sans lesquels celle-ci n'aurait pu être achevée.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur A.GUILCHER qui a suivi pas à pas le cheminement de ce travail et m'a constamment prodigué encouragements et conseils. Ceux-ci m'étaient d'autant plus précieux que le résultat de mes observations me conduisaient à m'éloigner des conceptions traditionnelles. Je garde un souvenir spécialement agréable des quelques jours qu'il passa sur mon terrain, me faisant bénéficier de son incomparable connaissance de la morphologie britannique tout en m'initiant aux secrets de la langue galloise.

Ma gratitude va aussi à Monsieur le Professeur P.BIROT dont les cours avaient autrefois éveillé ma vocation de morphologue. En m'intégrant au Laboratoire de Géographie Physique de l'Institut de Géographie de Paris (L.A.141 du C.N.R.S.), il me permit d'obtenir l'aide du C.N.R.S. pour mes missions sur le terrain. Ses encouragements ne se sont pas limités à ces aspects matériels, car les échanges que j'ai pu avoir avec lui chaque fois que je souhaitais l'entretenir de mes recherches, m'ont aidée à mieux dominer les problèmes que je rencontrais.

Je ne saurais oublier tout ce que je dois à Madame Ters qui, avec son enthousiasme habituel, m'initia à la géologie et aux diverses techniques de laboratoire, lorsque je préparais mon D.E.S. sous la direction de Monsieur Birot et, à nouveau, pendant le stage que je fis en 1967 à Dinard, où Monsieur le Professeur Verger m'avait aimablement accueillie dans son laboratoire.

Madame M.MAINGUET me fit bénéficier de sa riche expérience des modelés gréseux, en acceptant de lire et d'annoter certains passages de mon manuscrit. Je la remercie vivement des encouragements qu'elle me prodigua à cette occasion.

L'orientation de mes recherches me conduisit naturellement à m'entretenir avec Monsieur C.KLEIN. Je lui suis reconnaissante de l'intérêt qu'il a bien

voulu porter à ma thèse.

Monsieur le Professeur A.GODARD a été associé au choix du sujet de cette thèse.Par la suite,l'éloignement de nos lieux d'enseignement l'a empêché de suivre de près les étapes de ma recherche mais je lui sais gré de m'avoir introduite dans l'équipe de recherches sur la Géomorphologie des socles,au sein du L.A.141 du C.N.R.S.

Je me dois de citer ici Monsieur le Professeur P.FLATRES,avec qui j'eus de longues et profitables discussions,lorsqu'il était encore à Lille.Ces échanges fructueux prouvaient combien les problèmes morphologiques du Pays-de-Galles étaient familiers à ce spécialiste de la civilisation galloise.

C'est un agréable devoir d'associer à ce travail tous ceux qui ont effectué pour moi des analyses en laboratoire (plus de 670 échantillons ont été prélevés sur le terrain).

Au Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de Lille, Madame CUNAT a fait toutes les analyses granulométriques (pipette Robinson,bain-marie Rivière,granulométrie des sables...) et préparé les échantillons destinés aux analyses morphoscopiques.

Le Laboratoire de Géographie Physique de l'Institut de Géographie de Paris (L.A.141 du C.N.R.S.),sous la responsabilité de Monsieur GUEZ,ingénieur, a effectué l'analyse d'un grand nombre d'échantillons argileux par diffraction aux rayons X,ainsi que quelques mesures de porosité sur roches cohérentes.Mes lames minces ont été préparées par Monsieur PUYFAUCHER.

Au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.,à Caen,Madame LECOUSTUMER a analysé une vingtaine de mes échantillons par diffraction aux rayons X.Enfin,le Laboratoire de Minéralogie du C.E.A. a effectué pour moi une série d'analyses (diffraction aux rayons X,analyses chimiques globales,dosage du fer...).

A tous,j'adresse mes vifs remerciements.

A l'Institut de Géographie de Lille, nombreux sont ceux qui m'ont aidée plus ou moins directement à la réalisation de cette thèse. Ne pouvant les citer tous, je les remercie collectivement, très sincèrement.

Je n'oublie pas l'accueil extrêmement courtois que je reçus des universitaires britanniques et je tiens à les en remercier, notamment le Professeur KIDSON, le Dr BOWEN et surtout le Dr et Mrs. WATSON qui consacrèrent deux journées à m'accompagner dans les environs d'Aberystwyth et le Dr C.A. LEWIS qui me présenta les environs des Brecon Beacons, terrain de sa thèse de doctorat.

Enfin, je voudrais remercier tous les membres de ma famille qui m'ont successivement accompagnée sur le terrain. Ils ont pu découvrir le charme des paysages gallois et apprécier la gentillesse et l'hospitalité des habitants de ce pays, mais, sans doute, auraient-ils préféré consacrer plus de temps à visiter certains sites touristiques qu'à arpenter des carrières peu amènes... Je leur suis reconnaissante d'avoir renoncé à ces satisfactions esthétiques pour faciliter mes recherches.

Lille, le 8 janvier 1978.

INTRODUCTION

A) ORIENTATION DE LA THÈSE.

Lorsque ce travail a débuté en 1969,je pensais étudier surtout les bordures du Massif Gallois,avec l'intention de trouver dans ces régions de transition quelques jalons permettant de déchiffrer l'"énigme du Tertiaire".A l'intérieur même du Massif,il était couramment admis que les glaces avaient tout raboté: il y avait donc peu d'espoir de découvrir des formations superficielles antérieures.

Les travaux des géomorphologues britanniques restaient très marqués par l'influence de W.Davis et de H.Baulig dont un recueil de cours avait été publié en 1935,sous le titre "The Changing Sea Level",dans la revue de l'"Institute of British Geographers".Pour le Pays-de-Galles,le livre de E.H.Brown,"The Relief and Drainage of Wales",publié en 1960,était considéré comme l'œuvre de référence par excellence.Outre-Manche,personne ne semblait sérieusement remettre en cause son schéma polycyclique,conforme à la"School of Platform".La terminologie de Brown,"High Plateau","Middle Peneplain","Low Peneplain",était acceptée et utilisée par les géologues britanniques,par exemple dans les guides géologiques régionaux.En France,pourtant,l'ouvrage d'A.Guilcher,dans la collection Orbis,avait montré les insuffisances des conceptions classiques et fait une large part à la morphologie structurale (A.Guilcher,1963).

Dès mes premiers contacts avec le terrain,il apparut que les formations d'altération pré-glaciaires étaient beaucoup plus abondantes et intéressantes que prévu et permettaient d'apporter quelques lumières sur l'évolution morphologique du Massif Gallois avant le Pleistocène.Les héritages pré-glaciaires ont paru suffisamment importants pour constituer le thème majeur de ce travail.

En ce qui concerne le Quaternaire,l'étude détaillée des formations et formes glaciaires et périglaciaires était entreprise par des équipes de chercheurs en particulier à Aberystwyth.Pour moi,il s'agissait surtout de voir dans quelle mesure le relief et le modelé acquis antérieurement avaient été modifiés.A la conception classique d'un rabotage intégral par les glaces,s'opposaient les observations de A.Godard en Ecosse et de A.Reffay en Irlande du Nord où ils avaient montré les limites de l'abrasion glaciaire sur ces montagnes atlantiques.

Deux orientations principales ont guidé mes recherches sur les héritages pré-quaternaires:

1.L'analyse des formations corrélatives élaborées depuis l'émersion du Massif Gallois et la reconnaissance de *modelés liés à une altération de type tropical ou subtropical*.Les observations de terrain ont été complétées par des analyses en laboratoire,lorsque le matériel s'y prêtait et permettait de reconstituer les systèmes morphogénétiques responsables.

2.Le rôle respectif de la tectonique et de l'érosion différentielle dans la mise en place du relief gallois,problèmes quelque peu délaissés par les géomorphologues de la "School of Platform".Pour le Pays-de-Galles et ses bordures,on disposait de travaux géologiques considérables.J'ai plus particulièrement exploité les monographies réalisées dans le premier quart de ce siècle par des géologues souvent très ouverts aux problèmes morphologiques.J'ai eu,en outre,la chance d'utiliser les résultats du sondage de Llanbedr[*] que l'on venait d'achever lorsque j'entrepris ma thèse.Complété par les recherches géophysiques en mer d'Irlande,ce son

[*]Appelé aussi sondage de Mochras,du nom de la ferme la plus proche.

dage a véritablement révolutionné les conceptions classiques sur la genèse du relief gallois.

Le plan adopté comporte trois parties:

- La première présente la genèse des structures mises en place du Précambrien au Crétacé et que la tectonique néogène remettra souvent en valeur.La part consacrée à la paléogéographie du Nouveau Grès Rouge et à la topographie prétriasique peut paraître excessive.Cependant ces longs développements étaient indispensables pour apprécier l'héritage de cette période dans le relief actuel.Jusque là,on admettait couramment que beaucoup de formes topographiques majeures avaient été simplement exhumées de leur couverture mésozoïque.

- En deuxième partie,le plan de l'étude régionale a été guidé par une double considération:

1°) Le style et l'intensité de la tectonique néogène,

2°) la plus ou moins bonne conservation d'un aplanissement généralisé.

Nécessaire pour résoudre les problèmes de morphologie structurale,l'analyse régionale a permis aussi de reconnaître des modelés originaux hérités des climats tropicaux ou tempérés chauds du Tertiaire.

- En troisième partie,la genèse du relief gallois est étudiée dans un cadre global et non plus régional.Il ne reste pratiquement rien du schéma classique de surfaces d'érosion étagées,élaborées au cours d'une évolution polycyclique,à partir d'un large dôme dissymétrique peu à peu rogné sur ses bords,depuis un niveau de base périodiquement abaissé.La genèse et l'évolution récente d'un aplanissement fondamental,le style et les conséquences morphologiques de la tectonique néogène sont les deux centres d'intérêt majeurs de cette partie.Au terme de cette étude,un schéma entièrement nouveau est proposé pour expliquer la mise en place du relief gallois.Il n'est pas sans affinité avec la genèse d'autres "massifs anciens".

B) REMARQUES GÉNÉRALES SUR LA DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE ET PHOTOGRAPHIQUE UTILISÉE.

1°) Cartes topographiques.

Il existe pour le Pays-de-Galles et ses bordures trois bonnes cartes publiées par l'Ordnance Survey:

- une carte à 1/25 000,avec courbes de niveau en pieds (équidistance de 25 pieds) Basée sur des levés au sol anciens,la topographie est généralement précise.Bien que la représentation du modelé de détail (dolines,par exemple) soit souvent insuffisante,cette carte est le document essentiel.Elle se présente en coupures couvrant 10 km2.

- une carte à 1/63 360 (1 pouce pour 1 mile),avec courbes de niveau en pieds (équidistance de 50 pieds).Depuis 1974,elle est remplacée par une carte à 1/50 000 qui est l'agrandissement photographique de la précédente,avec quelques améliorations dans la présentation.Les courbes de niveau sont en mètres,mais l'équidistance est la même que sur la carte à 1/63 360 (50 pieds) (1).

- une carte à 1/250 000 avec courbes de niveau en pieds (équidistance 200 pieds) Quatre coupures (n°10-12-13 et 16) couvrent l'ensemble du Massif Gallois.Concue comme une carte routière détaillée,cette carte complète utilement celle à 1/63 360 pour replacer les unités topographiques dans leur contexte régional.

Il existe,en outre,une coupure spéciale à 1/2 pouce pour 1 mile (1/126 720) couvrant le parc national de la Snowdonia.

°°°

(1) Pour ce travail,ce sont les cartes à 1 pouce pour 1 mile qui ont été utilisées et signalées dans l'étude régionale.

2°) Cartes géologiques.

La vieille série à 1 pouce pour 1 mile,couvrant tout le territoire gallois,n'est disponible que dans quelques bibliothèques spécialisées (en particulier,celle de l'Institute of Geological Sciences,à Londres).Elle est de toute façon très insuffisante pour une analyse morphologique.

La "nouvelle série",à la même échelle,mais basée sur des levés à 6 pouces pour 1 mile (1/10 560),ne couvre que la périphérie méridionale,orientale et septentrionale du Massif Gallois.Beaucoup de coupures comportent 2 éditions: la "solid edition" est un écorché du substrat pré-quaternaire.La "drift edition" porte les formations quaternaires mais en utilisant une classification souvent contestable.Le découpage de cette carte est totalement différent de celui de la carte topographique à la même échelle.Pour les secteurs non couverts,il existe parfois des cartes,à grande échelle le plus souvent,accompagnant des articles publiés dans les grandes revues géologiques britanniques.Elles seront signalées au cours de l'analyse régionale.

Quelques coupures à 1/25 000 sont disponibles dans les régions de Church Stretton,des Mendips,de la Snowdonia,d'Usk et de St David's.La carte géologique à 1/625 000 (feuille Sud,n°2,2ème édition,1957) est utile pour avoir un aperçu d'ensemble de la structure du Massif Gallois.Malgré l'échelle,elle est plus précise que la carte à 1/253 440,dont une coupure couvre le Nord du Pays-de-Galles.

La plupart des cartes du Geological Survey sont accompagnées de mémoires descriptifs comportant des renseignements extrêmement précieux pour le géomorphologue.Dans l'ensemble,on dispose donc,pour notre région,d'une base géologique très solide.

°°°

3°) Photographies aériennes verticales.

Dans ce domaine,l'état de la documentation est beaucoup moins brillant. Il n'existe pas,pour le Pays-de-Galles et ses bordures,de couverture photographique complète et de bonne qualité.Les photos verticales réalisées par la R.A.F. après la guerre sont de qualité très inégale; l'image stéréoscopique est presque toujours médiocre et souvent gâchée par des nuages.

Par contre,quelques secteurs ont été couverts plus récemment par des missions destinées à l'Ordnance Survey.L'échelle adoptée est de l'ordre du 1/7000 ou du 1/23 000.La qualité des photos est généralement excellente et nous a permis de compléter utilement le travail de terrain..Parmi ces secteurs privilégiés,citons le Pembrokeshire méridional,Gower,le Vale of Glamorgan et la plus grande partie du Bassin Houiller méridional,le Nord-Est du Pays-de-Galles.

Actuellement,l'ensemble des collections disponibles pour le Pays-de-Galles est centralisé à Cardiff (Central Register of Air Photographs for Wales,Welsh Office).Pour les bordures anglaises du Massif Gallois,la centralisation des données se fait à Londres,au "Department of the Environment",Prince Consort House, Albert Embankment.

°°°

C) PRÉSENTATION DES GRANDS VOLUMES DU RELIEF GALLOIS.

1. LIMITES DU DOMAINE D'ETUDE.

Considéré dans son ensemble,le Pays-de-Galles est une région de hautes terres massives,par opposition aux plaines et plateaux des Midlands et du Bassin de Londres.Cependant,il faut nuancer cette affirmation qui ne convient ni à l'île d'Anglesey,ni aux presqu'îles méridionales,et qui pose le problème des limites orientales du Massif Gallois.En effet,même si on lui associe le comté du Monmouthshire (1) que les Gallois considèrent comme leur,les limites de la Principauté se confondent très rarement avec celles du Massif: au NE,la plaine du Cheshire-Shropshire déborde très largement sur les deux comtés gallois du Flintshire et du Denbighshire par contre,les Malvern Hills,à plus de 70 km du Pays-de-Galles annoncent déjà ses paysages,et les hautes collines du Shropshire (Long Mynd,Clee Hills par exemple) ne s'en distinguent pas.De même,la Forest of Dean et les Mendip Hills offrent,avec le Pays-de-Galles,maintes affinités qu'explique une étroite parenté structurale.

De notre point de vue,il est évident que seules des limites morphologiques et topographiques sont valables.Pour simplifier,le terme de *Massif Gallois* sera utilisé pour désigner l'ensemble morpho-structural qui se trouve à l'Ouest de

---

(1) Depuis 1974,un nouveau découpage administratif a été mis en place.Huit nouveaux comtés gallois ont été créés: ce sont le Gwynedd,le Powis,le Dyfed,le Gwent et les trois parties Est,Ouest et Sud du Glamorgan.Gwynedd,Powis,Dyfed,Gwent correspondent au nom de principautés ou de royaumes gallois existant avant l'invasion normande.L'ancien Monmouthshire correspond maintenant au Gwent et est désormais incorporé de plein droit dans le Pays-de-Galles. Dans cet ouvrage,nous avons gardé le nom des vieux comtés,car notre rédaction était assez avancée au moment de la réforme administrative (voir fig.1 bis).

Wrexham et d'Oswestry,la vallée de la Severn depuis Shrewsbury jusqu'à Stourport,les Malvern Hills et l'estuaire de la Severn (I).Cet ensemble déborde très largement sur l'Angleterre mais il se caractérise par un même cadre structural et des formes de relief voisines.Par ailleurs,pour comprendre certains aspects de l'évolution morphologique du Pays-de-Galles,on ne peut négliger le triangle formé par les Mendip Hills,le front des Cotswold Hills et l'estuaire de la Severn.Dans les limites ainsi définies,le Massif Gallois s'allonge du Nord au Sud sur deux cents à deux cent vingt kilomètres,tandis que sa largeur atteint cent kilomètres au Nord,d'Anglesey à la Dee et deux cents kilomètres au Sud,de la pointe de St David à la Forest of Dean (fig.I et 2).

2.UNE TERRE MASSIVE S'ORDONNANT A PARTIR DE QUELQUES GRANDS ACCIDENTS TOPOGRAPHIQUES D'ALLURE ET DE DIRECTION VARIABLES SELON LES REGIONS.

La massivité d'ensemble atteint son maximum dans la partie centrale du Pays-de-Galles.Au Sud et au SE d'un long couloir,rectiligne de la baie de Barmouth au lac Bala,puis légèrement décalé vers le NE jusqu'à Corwen sur la Dee,ce sont de hautes surfaces aux formes lourdes,rarement tabulaires,disséquées par des vallées profondes et généralement très étroites.Sur les interfluves,les altitudes sont loin d'être uniformes.Sur une série de profils topographiques WE (fig.3),on les voit se relever rapidement

---

(I) Les études de géophysique entreprises sur les bordures du Massif Gallois justifient le choix de ces limites: les Malvern Hills coïncident avec un renversement brutal des anomalies de Bouguer,passant de -25mgl à l'Est à +5mgl à l'Ouest (Cook et Thirlaway,Q.J.G.S.1955,p.47-70).

depuis les falaises côtières jusqu'aux sommets des Monts Cambriens qui,à une trentaine de kilomètres seulement de la côte séparent,à l'Ouest les courtes rivières peu hiérarchisées descendant rapidement vers la mer, de celles qui,à l'Est,vont rejoindre après un tracé complexe les artères maîtresses de la Severn et de la Wye.Ces sommets,du Plynlimon (I) au Nord, à 750m d'altitude,au Mynydd Pencarreg au Sud,à 415m,dessinent une courbe remarquablement parallèle à celle de la baie de Cardigan (fig.2).A l'Est et au SE,on a fréquemment un système de blocs inclinés depuis un front escarpé au dessus d'une vallée rectiligne,orientée soit NS,soit SW-NE.Presque toujours,le front escarpé regarde le NW ou l'W.Certaines vallées importantes (Dyfi,Teifi,Severn) constituent ainsi des charnières topographiques dont le rôle apparaît bien sur des coupes transversales construites à partir des cartes à I/250.000 (fig.3).Dans cette région centrale,les altitudes moyennes des interfluves ne s'abaissent donc pas régulièrement vers les bordures orientales du Massif Gallois: la Radnor Forest culmine à plus de 600m et domine,à l'Ouest,le bassin de Llandrindod Wells où convergent de nombreuses petites rivières affluentes de l'Ithon.Plus au Nord,à l'Est de la Severn et du bassin de Montgomery où les altitudes dépassent rarement 100m,la Long Mountain à plus de 360m et les collines du Shropshire (Corndon Hill,Stiperstones,Longmynd,Clee Hills...) à près de 500m,donnent un relief très énergique,nettement orienté selon une direction SSW-NNE,et morcelé en éperons étroits par des vallées ou dépressions profondes.Les plus remarquables sont celle de la Severn et surtout celle de Church Stretton,

---

(I) Les Gallois assurent que la principale difficulté de l'ascension du Plynlimon est de trouver le sommet...La fréquence des brouillards et la forme même de la montagne justifient cette boutade.

très plate à 180m d'altitude,aux bords extraordinairement rectilignes dominés par des pentes de plus de 30° (Planche I, A).La modestie relative des altitudes sommitales contraste avec la vigueur des versants qui donne à ce paysage une allure incontestablement montagneuse.Par rapport à ce que présente généralement le Pays-de-Galles central,il s'agit d'un relief beaucoup plus aéré mais qui s'en rapproche cependant par la lourdeur des hautes surfaces du Longmynd ou de la Long Mountain.Les échines rocheuses des Stiperstones ou de Caer Caradoc font exception à cette règle.Vers le Nord et le NW,la région centrale du Pays-de-Galles se termine au-dessus de la dépression rectiligne de Bala,par un alignement de hauts sommets atteignant 892m au Cader Idris,910m à l'Aran Fawddwy et 827m dans les Berwyn Hills.L'énergie du relief peut atteindre 700m et le Pen-y-Gadair, point culminant du Cader Idris n'est qu'à six kilomètres de l'estuaire du Mawddach.Sur le front NW de ces hauts sommets,naissent de très courtes rivières tandis que l'essentiel du réseau hydrographique se dirige vers le Sud ou le SE,en tournant le dos à la profonde dépression de Bala toute proche.Cette disposition rappelle celle observée le long de la côte de la baie de Cardigan.

°°°

Au Nord de la dépression de Bala et de la moyenne vallée de la Dee (en aval de Corwen),le relief s'organise en grands volumes ayant chacun leurs caractéristiques propres et séparés par de larges dépressions orientées NS (Vale of Conway,dépression de Trawsfynydd-Eden),SSE-NNW (Vale of Clwyd) ou SW-NE (détroit de Menai) (fig.4).

L'île d'Anglesey est une région de bas plateaux vallonnés ou de plaines,se redressant un peu vers le Nord et le NW: la "Montagne"d'Holyhead atteint 220m et plusieurs collines dépassent 150m en bordure des côtes septentrionales.Des dépressions marécageuses,appelées "Gors",s'allongent du SW au NE parallèlement au détroit de Menai.

Ce relief peu contrasté est dominé au SE par l'impressionnante muraille de la Snowdonia dont le front se dresse au-dessus du détroit de Menai en créant une dénivellation totale de plus de 600m.Ce front montagneux est remarquable par son tracé rectiligne NE-SW,du Moel Wnion au Garnedd Goch; il se prolonge par les collines de la presqu'île de St Tudwal.Il délimite vers le NW l'ensemble de la Snowdonia où plusieurs sommets dépassent 1000m. Le Snowdon lui-même,point culminant du Pays-de-Galles,atteint 1085m.Le paysage se caractérise par des lignes d'horizon acérées,dentelées même,bien visibles par exemple des plateaux des Denbighshire Moors .Les pentes de 35-36°,les versants souvent recouverts d'éboulis rocheux,les vallées en auge,le grand nombre de cascades,la fréquence des corniches subverticales donnent à cette région une allure alpestre,très différente du reste du Pays-de-Galles.Seul,le Cader Idris pourrait lui être comparé.

La Snowdonia,telle qu'elle est délimitée dans le parc national qui porte son nom (I),est beaucoup plus vaste que le massif du Snowdon proprement dit,qui s'étend vers l'Est jusqu'au Vale of Conway et vers le Sud,jusqu'à la plaine de Portmadoc.Au delà des marais de Harlech,vers le Sud,le relief reste assez escarpé mais n'a plus la même énergie.De Blaenau Ffestiniog à Dolgellau,un couloir de direction méridienne,très large au Nord, beaucoup plus étroit au Sud,sépare ces montagnes de Harlech d'une zone de hauts plateaux ou de hautes collines donnant un relief lourd,assez peu contrasté,difficile d'accès à cause des tourbières et d'un drainage déficient. Les altitudes absolues sont de l'ordre de 450 à 500m avec quelques sommets dépassant 600m.L'Arenig Fawr,plus escarpé,atteint même 853m.Vers le Sud, comme vers l'Ouest,cette zone de hauts plateaux mamelonnés est bien délimitée par les dépressions de Bala et de Trawsfynydd,mais vers le NNE,au delà de la dépression marécageuse du Merddwr,on passe insensiblement aux plateaux du Denbighshire (les Denbigshire Moors),d'altitudes plus modestes,presque toujours inférieures à 450m.

Ces landes offrent un paysage assez monotone,sans orientation nette,caractérisé par des collines aux pentes rectilignes,de 6 à 7°,se raccordant par une courte concavité à des cuvettes à fond plat,humides et assez souvent tourbeuses.Il faut souligner le contraste étonnant de paysage de part et d'autre du Vale of Conway,large dépression dont le fond très plat

---

(I)Le parc national de la Snowdonia s'étend vers le Sud jusqu'à l'estuaire de la Dyfi et comprend donc le dôme de Harlech et le massif du Cader Idris. Vers l'ESE,il inclut les lacs Celyn et Bala,ainsi que l'ensemble montagneux auquel appartient l'Aran Fawddwy.

est à moins de 30m d'altitude et dont les versants occidentaux très raides s'opposent aux pentes plus douces du versant oriental.De part et d'autre,ce sont deux mondes totalement différents par l'énergie du relief,le modelé,la végétation,l'encaissement et la densité du réseau hydrographique.Dans l'ensemble,les altitudes moyennes des Denbighshire Moors s'abaissent du SSE vers le NNW.Or le drainage n'est pas conforme à cette inclinaison: si l'on excepte de très courtes rivières à pente forte descendant vers l'Ouest,le réseau ignore totalement le Vale of Conway,tout proche et va rejoindre le Vale of Clwyd beaucoup plus éloigné et d'altitude plus élevée,au prix d'un long tracé souvent accidenté de coudes brusques.

Le Vale of Clwyd s'allonge sur une trentaine de kilomètres du SSE au NNW.Il s'élargit du Sud vers le Nord où il débouche sur une petite plaine littorale très plate.Comme ceux du Vale of Conway,ses versants sont dissymétriques: vers l'Est,l'horizon est fermé par un front montagneux de tracé rectiligne.La dénivellation totale varie de plus de 400m en face du Moel Famau,à 180m seulement au dessus de Dyserth ou de Prestatyn où la pente atteint cependant 35 à 40°.Au Sud de Bodfari,le front montagneux est continu et prend l'aspect d'une véritable muraille.

Vers l'Ouest,le rebord du Vale a un tracé beaucoup plus sinueux et son relief est plus modeste.Cette longue dépression se termine vers le Sud en cul-de-sac,près de Llanelidan.A Corwen,situé à 7km de là,la Dee, venant du SSW,se dirige vers l'Est après un coude brusque et s'encaisse profondément dans de hauts plateaux,en ignorant le Vale of Clwyd.

A l'Est du Vale et au Nord de la Dee,le relief s'incline dans l'ensemble vers l'Est et le Nord.La Llantysilio Mountain et la Clwydian

Range donnent de hautes croupes convexes (Planche I, B),tandis que plus à l'Est,les formes sont assez tabulaires,par exemple dans la Ruabon Mountain,limitée vers l'Ouest par la magnifique corniche calcaire des Eglwyseg Rocks,et surtout à l'Ouest d'Holywell,où s'étendent des plateaux à 180m d'altitude.

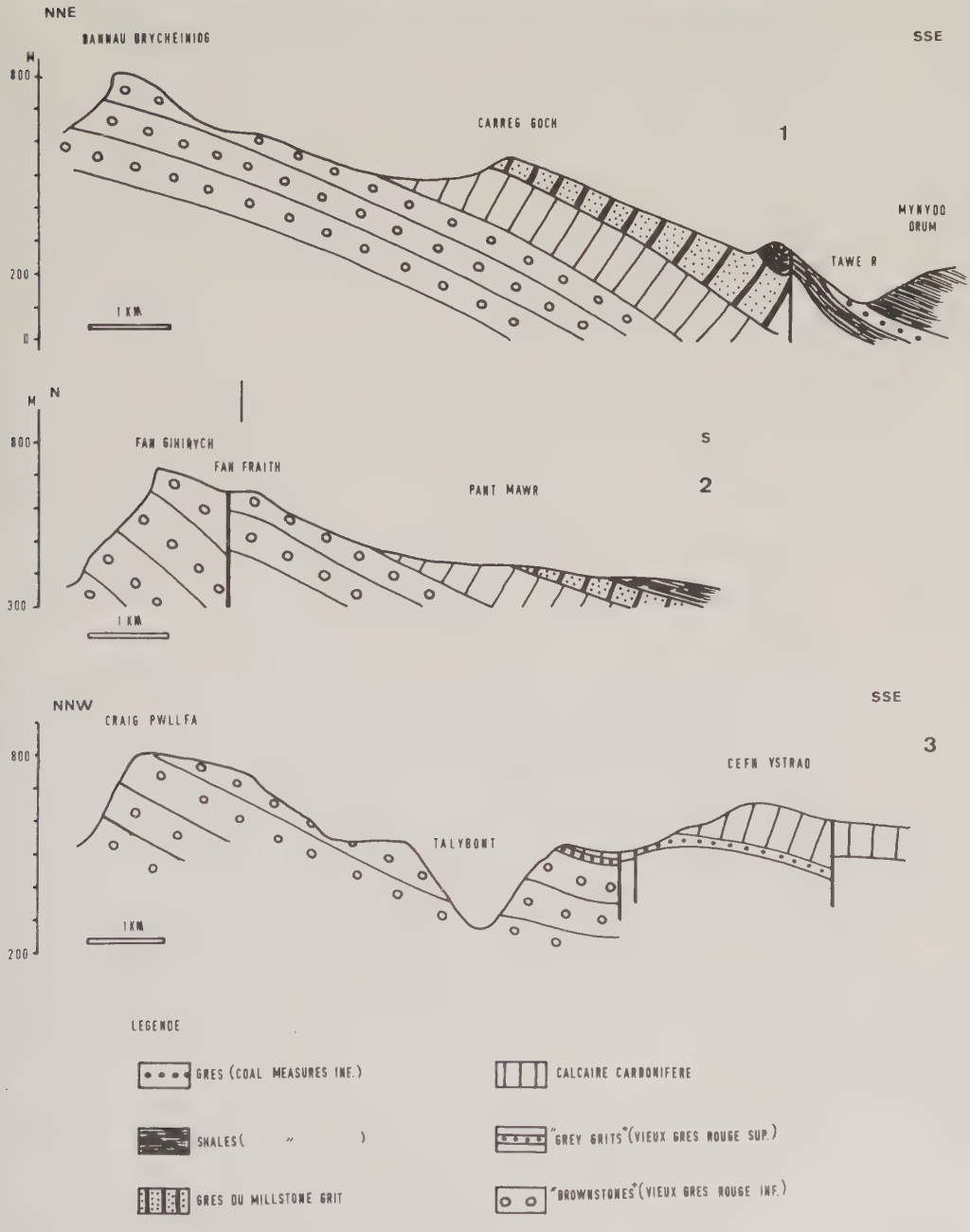
Dans cette région septentrionale du Pays-de-Galles,le contact avec la plaine orientale est bien net dans la topographie et correspond à un escarpement plus ou moins continu et raide,de tracé méridien,que l'on suit de Queensferry à Oswestry.

°.°

Le Sud du Massif Gallois est aussi varié que le Nord mais le relief s'y organise différemment selon trois directions principales: W-E, N-S et SW-NE.La première domine dans le Pembrokeshire,la deuxième dans les Malvern Hills et les régions bordières tandis qu'au centre,dans le secteur du Bassin Houiller,la troisième interfère avec les deux autres.

A l'Ouest du méridien de Carmarthen,le relief s'oriente d'Ouest en Est,et les altitudes sont partout modestes.Elles ne dépassent 450m qu'au Nord du Pembrokeshire,dans les Mynydd Prescelly qui prolongent en fait les Monts Cambriens.Là aussi,on observe la dissymétrie du réseau hy-

fig. 5 : COUPES DE LA RETOMBEE MERIDIONALE DE LA BLACK MOUNTAIN (1) DE LA FFOREST FAWR ET DES BRECON BEACONS (3) (2)



drographique déjà signalée plus au Nord entre de courtes rivières descendant vers la baie de Cardigan et des artères plus importantes dirigées en sens inverse.Malgré sa modestie,le relief est rarement monotone: des bas plateaux,émergent des collines aux versants rectilignes et aux sommets escarpés (Planche II,A); sur les Mynydd Prescelly,les formes lourdes des sommets sont accidentées,çà et là,de gros amas rocheux dont les blocs ont la taille d'une maison.Enfin,la mer pénètre profondément à l'intérieur des terres grâce à de larges baies ou des rias étroites,ouvertes sur le Canal de Bristol.

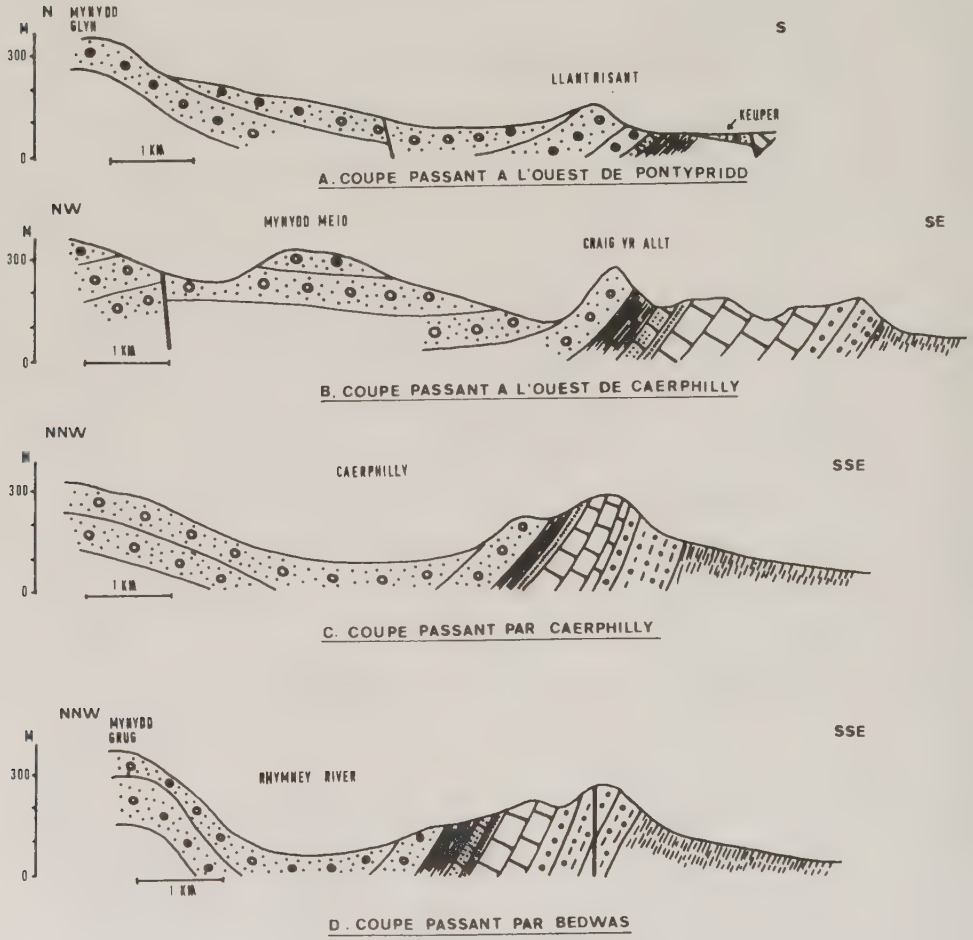
La partie centrale du Sud-Galles est beaucoup plus contrastée, bien que les formes tabulaires soient très fréquentes.Au Nord,de la Black Mountain aux Brecon Beacons,un front montagneux orienté W-E et de regard Nord,constitue un trait majeur du relief.Il est discontinu et se découpe en éperons de profil et de commandement variables.En gros,il correspond à une ligne de partage des eaux entre,d'une part,les longues rivières descendant vers le Sud et,d'autre part,les courts affluents du Tywi ou de l'Usk.Ce front montagneux se prolonge au NE en changeant de direction: il se confond alors avec la retombée NW des Black Mountains.Tout le long de cet escarpement majeur,les altitudes dépassent en général 600m et atteignent même 886m au Pen-y-Fan,dans les Brecon Beacons.Au Nord,où la vallée de l'Usk est à moins de 300m,elles se relèvent lentement jusqu'au plateau du Mynydd Eppynt,à 450m.Au Sud du front montagneux,les hautes surfaces s'abaissent rapidement mais non uniformément: des ruptures de pente apparaissent sur une série de coupes méridiennes (Fig.5).Au Nord de Merthyr Tydfil,un étagement s'observe dans un paysage de plateaux plus

ou moins tabulaires où s'encaissent de profondes vallées aux versants souvent dissymétriques.Au Sud de Merthyr Tydfil et de la dépression qu'utilise la route A 465,un second front montagneux,orienté WSW-ENE est encore plus discontinu que le précédent.Cependant,à l'Ouest d'Aberdare, au Craig-y-Llyn,il forme une magnifique muraille qu'escaladent les lacets de la route.

Au Sud de cet escarpement,le Bassin Houiller proprement dit offre de hauts plateaux vallonnés,découpés en lanières par un dense réseau de vallées profondément encaissées et étroites,orientées presque toujours vers le SSE.Ces plateaux s'abaissent assez fortement jusqu'à une double dépression passant à Gelligear et à Caerphilly,puis ils se relèvent un peu le long de la bordure méridionale du Bassin Houiller,soulignée par un escarpement très net bien que d'ampleur variable (Fig.6). Cet escarpement culminant à 250-270m limite vers le Nord le Vale of Glamorgan,région vallonnée,d'altitude partout inférieure à 150m.

Le schéma qui précède n'est plus valable dans la partie occidentale du Bassin Houiller: issues de la Fforest Fawr,les vallées de la Neath et de la Tawe forment deux couloirs étonnamment rectilignes,orientés NE-SW.Dans ce secteur,le relief est moins énergique et à l'Ouest de Neath, la bordure méridionale du Bassin Houiller perd de sa netteté.Au Sud,la presqu'île de Gower correspond à un bas plateau surmonté de trois collines principales à sommet plat ou largement convexe,allongées selon trois directions différentes,NW-SE,N-S ou W-E.Ces trois collines culminent toutes vers 180m.Toutes proportions gardées,ce type de relief rappelle

fig. 6 COUPES TRANSVERSALES DU BASSIN HOUILLER MERIDIONAL



celui des Mendip Hills.

Vers l'Est,le Bassin Houiller se termine par un très bel escarpement,prolongeant en plus énergique celui de la bordure méridionale: là, les plateaux du Massif Gallois dominent de 300m le relief vallonné du Gwent.

Plus à l'Est,au delà des basses collines du Gwent,la Forest of Dean constitue,malgré la modestie de ses altitudes (le point culminant n'atteint pas 3I0m),un bastion de plateaux nettement perchés au dessus des régions environnantes.Vers l'Ouest et le Nord,elle est limitée par un talus sinueux mais vers l'Est et le SE,la bordure est presque rectiligne,dans le prolongement des Malvern Hills: celles-ci forment un éperon très étroit,culminant à 425m et émergeant brusquement au dessus des plaines orientales situées,dans ce secteur,à moins de 60m.

°°°

Dans cette présentation sommaire des grands volumes du relief gallois,seules les lignes directrices de la topographie ont été retenues.

Elle a permis de souligner le rôle majeur de quelques accidents,remarquables par leur tracé rectiligne et par la dissymétrie qu'ils déterminent dans l'organisation du réseau hydrographique et l'énergie du relief.Parmi ceux-ci,les plus notables sont le front NW de la Snowdonia que prolonge vers le SW le tracé de la côte septentrionale de la presqu'île de Lleyn,le Vale of Conway,le Vale of Clwyd, la longue dépression de Bala,celle de Church Stretton,le grand escarpement qui passe par les Brecon Beacons ou encore l'alignement Nord-Sud des Malvern Hills.

En ce qui concerne le Pays-de-Galles central et le Nord du Pembrokeshire,le relief,tout en étant beaucoup moins nettement orienté qu'ailleurs,s'organise à partir d'une zone culminante très proche de la baie de Cardigan et dessinant une large courbe remarquablement parallèle à celle-ci.Les deux phénomènes sont trop similaires pour être dûs au hasard.

Pour tenter d'expliquer tous ces faits,il est nécessaire de considérer le cadre structural dont la genèse a débuté au Précambrien (1).

°°°

(1) Toutes les localisations données dans cette thèse se réfèrent au quadrillage kilométrique porté en surcharge sur les cartes de l'Ordnance Survey,le *"National Grid"*.Elles comportent deux lettres suivies de 4 chiffres (localisation au kilomètre près) ou 6 chiffres (localisation à l'hectomètre près).Les deux lettres désignent,sur le territoire britannique,le carré de 100 km2 concerné.Les chiffres précisent la position du point en abcisse (2 ou 3 premiers chiffres) et en ordonnées (2 ou 3 derniers chiffres).

1ère Partie

La genèse des structures:

du précambrien à l'ouverture de l'atlantique

CHAPITRE PREMIER: LA MISE EN PLACE DU SOCLE CALÉDONIEN.

Ce chapitre n'a pas pour but de reconstituer en détail toute l'histoire du Paléozoïque inférieur du Pays-de-Galles,tâche démesurée et hors de propos dans le cadre de cette thèse.Nous essaierons seulement de montrer en quoi la genèse du socle calédonien permet de comprendre la répartition actuelle des grands volumes du relief gallois et de ses bordures.

La littérature géologique concernant le socle gallois est extrêmement abondante.Les premiers grands travaux remontent au début du 19ème siècle avec A.Sedgwick et R.I.Murchison: ils furent les véritables fondateurs de la stratigraphie du Paléozoïque inférieur (Cambrien et Silurien).Leur influence fut telle que le choix de leurs stratotypes,tous localisés au Pays-de-Galles ou sur ses marges,a été adopté universellement.En 1879,C.Lapworth introduisit un système intermédiaire entre Cambrien et Silurien,qu'il appela "Ordovicien" (1).

Ces travaux pionniers furent suivis de levés cartographiques systématiques entrepris par le Geological Survey créé en 1835.Sous la direction de H.T. de la Beche,en 1844 et 1845,paraissent les cartes géologiques du Pays-de-Galles méridional,à l'échelle d'un pouce pour un mile ("Old Series").En 1851,l'ensemble du Pays-de-Galles est couvert.

Une étape nouvelle est franchie en 1891,lorsque le Geological Survey entreprend pour le Pays-de-Galles des levés à grande échelle (6 pouces pour un mile ou 1/10.560) qui,par réduction,aboutiront aux nouvelles cartes à un pouce

(1) Les Silures et les Ordovices désignaient des tribus occupant le Pays-de-Galles et ayant résisté aux conquérants romains.

pour un mile ("New Series").Ces cartes étaient accompagnées de mémoires contenant une mine de renseignements et d'observations d'intérêt toujours actuel. La couverture disponible aujourd'hui,pour le Pays-de-Galles,est très incomplète: elle intéresse surtout les régions houillères du Nord-Est,la bordure orientale,le Sud-Galles et Anglesey.

Dans le premier quart du 20ème siècle,paraissent de remarquables monographies publiées dans le "Quarterly Journal of the Geological Society of London" ou dans les "Proceedings of the Geologists' Association" (1).En 1938,le grand géologue gallois O.T.Jones propose une vision synthétique de l'évolution du Pays-de-Galles au Paléozoïque inférieur (2).Après la dernière guerre,tandis que le Geological Survey poursuivait la révision de la cartographie géologique détaillée,les progrès des études pétrographiques et sédimentologiques précisent ou même,dans certains cas,renouvellent nos connaissances.En 1967,un symposium réuni à Aberystwyth fait le point sur le Précambrien et le Paléozoïque inférieur du Pays-de-Galles et des ses bordures.L'essentiel de ce qui suit a été tiré du compte-rendu de ce colloque (A.Wood,editor,1969).

---

(1) Une liste à peu près exhaustive de ces monographies,accompagnée d'une carte montrant l'emplacement des zones étudiées,a été publiée par D.A.Bassett dans "The Precambrian and Lower Paleozoic Rocks of Wales",1969,A.Wood editor,Cardiff, University of Wales Press,pp.105-115.

(2) O.T.Jones,1938,On the Evolution of a Geosyncline,Q.J.G.S.,94,pp.60-90.

A) LE SUBSTRAT PRECAMBRIEN.

Le socle gallois incorpore de vieux noyaux précambriens qui affleurent dans trois régions,situées à sa périphérie: Anglesey et Caernarvonshire,Shropshire et Malvern Hills,Pembrokeshire.Entre ces trois secteurs,les corrélations stratigraphiques ne peuvent être établies avec certitude car les datations isotopiques,peu nombreuses,ne donnent qu'un âge apparent à des roches qui ont subi plusieurs phases de métamorphisme ou de magmatisme.L'âge réel du soubassement précambrien est donc incertain mais ce problème n'est pas fondamental pour nous.Plus important est de remarquer que ces vieux noyaux précambriens se sont comportés pendant toute l'histoire géologique du Pays-de-Galles comme des *éléments de plates-formes stables qui n'ont jamais été soumises à une forte subsidence et sont restées en marge des transgressions marines successives* (cambrienne,ordovicienne,carbonifère).

Pour le NW du Pays-de-Galles (Anglesey et Caernarvonshire), Greenly décrivit et établit la stratigraphie du Précambrien qui porte ici le nom de "Mona Complex" (Greenly,1919) (1).Il y distinguait trois grands types de roches qui,d'après lui,se seraient mises en place dans cet ordre: des gneiss,une série stratifiée appelée "Bedded Series" et des intrusions granitiques.Cependant,Shackleton a contesté cette stratigraphie et montré que les gneiss dérivaient de la "Bedded Series" par métamorphisme (Shackleton,1954).Cette série est typiquement eugéosynclinale et les ophiolites y sont fréquentes.On y trouve aussi des turbidites associées

---

(1) "Mona" vient de Môn,nom gallois d'Anglesey.

à des orthoquartzites purs et massifs,sans doute mis en place par des coulées de sables subaquatiques,du type de celles repérées dans les canyons sous-marins.Les conglomérats,les calcaires,les pillow-lavas,les roches volcaniques acides et une puissante brèche très hétérogène,non stratifiée,appelée "Mélange",constituent les faciès les plus fréquents. Dans cette série,l'intensité du métamorphisme varie très rapidement sur de courtes distances.Les intrusions granitiques,entourées d'une auréole de métamorphisme lorsqu'elles pénètrent dans des sédiments fins,se seraient mises en place dans un stade final,entre 580 et 640 millions d'années (Moorbath et Shackleton,1966).La transition avec le Cambrien se fait par des formations volcaniques acides,essentiellement des ignimbrites, regroupées sous le nom d'"Arvonien".La discordance de l'"Arvonien"sur le Précambrien,nette à Anglesey,semble s'atténuer puis disparaître vers le SE.

Le Précambrien du Shropshire et des Malverns est aussi complexe et la stratigraphie encore plus difficile à établir en raison de la discontinuité des affleurements.Trois grands types de roches sont observés: une série sédimentaire,le "Longmyndien" (1),des roches volcaniques regroupées sous le terme d'"Uriconien" et des roches métamorphiques,gneiss et micaschistes.En outre,on trouve quelques intrusions acides ou basiques.La nature détritique des sédiments "Longmyndien" les apparente aux molasses post-orogéniques qui ont dû se déposer en eaux peu profondes,dans un étroit graben dont les failles marginales suivaient approximativement les accidents de Church Stretton et de Pontesford-Linley (Greig,Wright,Hains,

---

(I) D'après des travaux récents,l'âge maximum des sédiments "Longmyndian" serait de 600 millions d'années,ce qui les placerait au Cambrien inférieur ou à l'extrême fin du Précambrien (Bath,1974).

Mitchell,1968,p.75).Les roches volcaniques de l'Uriconien sont très variées pétrographiquement: laves,tufs,intrusions basiques (dolérites) ou acides (granophyres) forment une série d'affleurements discontinus le long des failles de Church Stretton et de Pontesford-Linley.Il faut donc souligner que *le cadre structural actuel du Shropshire méridional était déjà ébauché au Précambrien,puisque les deux accidents majeurs encore déterminants aujourd'hui ont contrôlé la sédimentation du Longmyndian.*

Le Précambrien du Pembrokeshire ,qui n'affleure que sur des superficies restreintes,correspond d'une part à des roches volcaniques (tufs et laves) et d'autre part à des intrusions acides (granite,granophyre,porphyre) ou à des diorites.L'ensemble a été fortement plissé avant le Cambrien mais n'a pas subi de métamorphisme intense.

B)LA SEDIMENTATION CAMBRO-SILURIENNE.

Au Cambrien,s'amorce le bassin de sédimentation gallois du Paléozoïque inférieur.Le Cambrien inférieur est marqué par une vaste transgression marine que l'on repère aussi sur les rives américaines de l'Atlantique,en Scandinavie et dans le SE de l'Europe.La stratigraphie est basée sur l'évolution des trilobites (Tableau n°I).Pour le Pays-de-Galles,

TABLEAU N°1

TABLEAU STRATIGRAPHIQUE DU PALEOZOIQUE INFERIEUR (NOMENCLATURE BRITANNIQUE)

(d'après A.M.Davies et Stubblefield,1968).

SYSTEMES	ETAGES		AGES ABSOLUS (en millions d'années).
SILURIEN	Ludlow sup.		400
	Salopien	Ludlow inf.	
		Wenlock	
	Valentien ou Llandovery	Tarannon	
		Birkhill	
			450
ORDOVICIEN	Ashgill	Bala	
	Caradoc		
	Llandeilo		
	Llanvirn		
	Arenig		
	Tremadoc		500
CAMBRIEN SUP.	Dolgelley	"Lingula Flags"	
	Ffestiniog		
	Maentwrog		
MOYEN	Menevien		
	Solva		
INF.	Caerfai		
			570

cette période est importante car *le futur géosynclinal gallois s'ébauche et quelques grands blocs structuraux se mettent en place* (Bassett,1969).

5000m de sédiments cambriens,essentiellement terrigènes (grès et shales souvent déformés en ardoises),se sont accumulés dans une fosse majeure à l'emplacement de l'actuel dôme de Harlech.La subsidence n'était pas continue mais,dans l'ensemble,l'effondrement du socle précambrien fut très important dans ce secteur,et les sédiments détritiques s'y sont déposés en eaux peu profondes,à partir de régions localisées au SSW ou au Nord et au NW (Morris et Fearnsides,1926;Bassett,1963;Crimes et Oldershaw,1967) (I).Dans ces deux dernières directions,la série sédimentaire s'amincit considérablement.A Anglesey,l'Ordovicien transgresse directement le Précambrien (Fig.7).Bien que cet amincissement puisse être dû partiellement à l'érosion ultérieure, cette disposition suggère que d'importants mouvements verticaux ont accompagné la naissance d'un bassin de sédimentation à l'Est et au SE d'une *charnière structurale passant entre le front actuel de la Snowdonia et l'île d'Anglesey*.

Sur la bordure orientale du Pays-de-Galles (Shropshire),les sédiments cambriens (shales alternant avec des grès glauconieux) caractérisent une zone de plate-forme marine en eaux peu profondes.L'épaisseur de la succession,au Cambrien moyen et surtout supérieur (900m au Tremadoc) indique cependant une subsidence accélérée,bien que discontinue dans le

---

(I) Notons cependant que certains géologues (par exemple Okada,1966) considèrent que ces grès sont des turbidites déposées en eaux profondes,mais la présence de sédiments riches en manganèse et celle de mudstones noirâtres semblent plutôt en faveur de la première hypothèse.

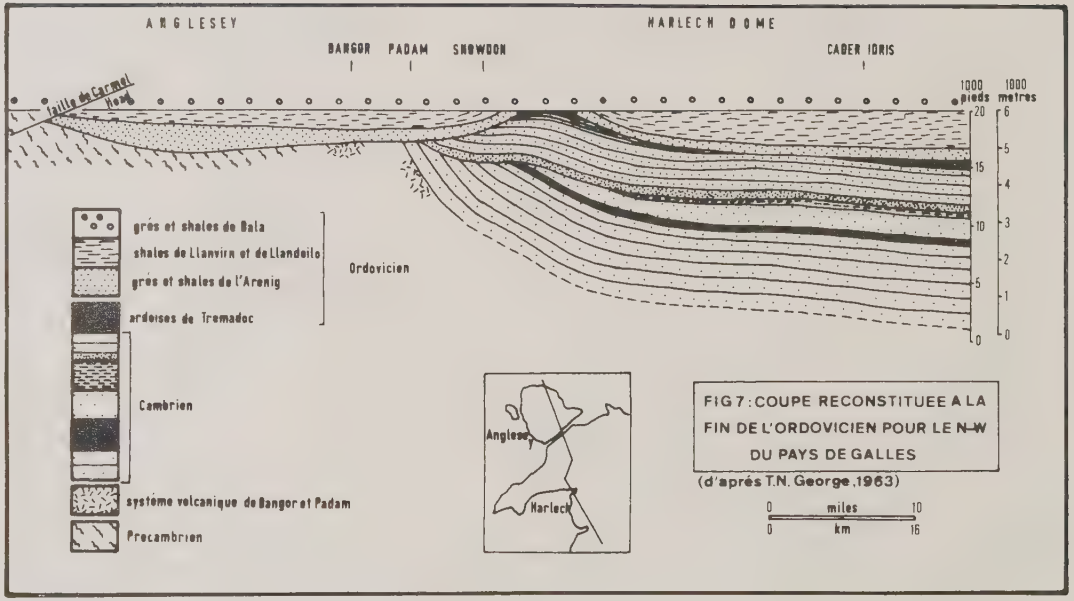


FIG 7 : COUPE RECONSTITUEE A LA FIN DE L'ORDOVICIEN POUR LE N-W DU PAYS DE GALLES

(d'après T.N. George, 1963)

temps.La rareté des affleurements ne facilite pas une reconstitution de la paléogéographie cambrienne de cette région.Remarquons pourtant que la faille de Church Stretton marque la limite occidentale de ces sédiments marins de plate-forme,jusqu'au Cambrien supérieur.Cela peut signifier que cet accident coïncidait avec la marge occidentale de cette plate-forme.Par contre,au "Tremadoc" (Cambrien supérieur),l'influence de cette faille semble avoir disparu.

Dans le Pembrokeshire,la mer cambrienne,constamment peu profonde, s'est avancée sur un substrat précambrien préalablement plissé et arasé.Ici, le "Tremadoc" manque et au Cambrien moyen,une lacune de sédimentation accompagnée d'une discordance angulaire révèle la présence d'un rivage à l'Est et au Sud de la presqu'île de St David (Stubblefield,1956).

Ainsi,dès le Cambrien,s'ébauchent les contours d'un bassin de subsidence dont les marges NW (Anglesey) et SW (Pembrokeshire) sont assez bien définies.Par contre,sur la bordure orientale (Shropshire),rien n'est encore très net et la sédimentation du "Tremadoc" s'uniformise de part et d'autre de l'accident de Church Stretton.Vers le NNE et le SSE,l'absence d'affleurements rend impossible toute reconstitution paléogéographique.

* * *

De l'Ordovicien,le Massif Gallois a hérité d'importantes séries volcaniques à dominante rhyolitique,dont le rôle morphologique est essentiel en Snowdonia.

Pour cette période,la stratigraphie est basée à la fois sur les graptolites et sur les brachiopodes (Williams,I969; Skevington,I969) (V.tableau n°I).Les études pétrographiques,en particulier celles des roches volcaniques, ont complété les résultats de la paléontologie et renouvelé récemment nos conceptions sur les conditions de la sédimentation ordovicienne du Pays-de-Galles: alors que l'on considérait traditionnellement les rhyolites de la Snowdonia et des autres régions galloises comme des coulées de laves sous-marines,des géologues ont montré qu'il s'agissait en fait d'ignimbrites mises en place à l'air libre (Rast et al.,I958; Rast,I96I; Brenchley,I964).Les sédiments marins intercalés sont caractéristiques d'eaux peu profondes (Schiener, I970).La sédimentation était constamment perturbée par des mouvements tectoniques verticaux et par le volcanisme.Anglesey se rattachait à une terre émergée,étroite,appelée "Irish Sea Land Mass" par O.T.Jones,où affleurait le socle précambrien.Cette barrière continentale formait un horst étroit mais de relief énergique,séparant le bassin gallois peu profond,du bassin irlandais beaucoup plus profond,et nourrissant par ses débris la sédimentation de la Snowdonia (Brenchley,I969; Crimes,I970).

A l'Ordovicien inférieur,la mer est confinée à l'Ouest de la faille de Church Stretton dont l'activité est de nouveau importante.Le volcanisme ordovicien est absent à l'Est de la faille.Au "Caradoc",la transgression marine franchit les marges du bassin,mais se différencient nettement un bassin de subsidence avec d'épaisses séries sédimentaires ou volcaniques et une plate-forme beaucoup plus stable peuplée d'une riche faune de brachiopodes et de trilobites et où se forme de la glauconite.La limite entre les deux se situe au niveau de la faille de Pontesford-Linley (Earp et Hains,I97I),paral-

lèle à celle de Church Stretton.

A l'Ordovicien,le Pays-de-Galles ne correspond donc pas à un véritable géosynclinal mais plutôt à un sillon mio-géosynclinal subissant une subsidence modérée et situé en marge du géosynclinal calédonien proprement dit (Rast,I969; Crimes,I970).Des monographies régionales ont montré le rôle actif de quelques grands accidents structuraux (faille de Bala,failles de Church Stretton et de Pontesford,failles ou flexures du détroit de Menai).Allant plus loin,N.Rast,s'appuyant sur les données géophysiques (anomalies de Bouguer), estime que dès *l'Ordovicien,des blocs structuraux majeurs étaient bien délimités:* blocs d'Anglesey,du Nord-Galles,du Centre-Galles,du Pembrokeshire,du Shropshire-Midlands (fig.8).Chacun de ces blocs a réagi différemment au volcanisme ordovicien et continuera de le faire par la suite.La tectonique ordovicienne a été marquée essentiellement,non par des plissements,mais par des mouvements verticaux.Ces derniers,associés jusqu'au Caradoc supérieur à un volcanisme actif,devaient s'enraciner dans le manteau.

°.°

Au Silurien,l'activité volcanique cesse à part quelques manifestations sporadiques dans le Pembrokeshire.Par rapport à l'Ordovicien,les conditions de la sédimentation semblent se modifier radicalement à partir du "Llan-

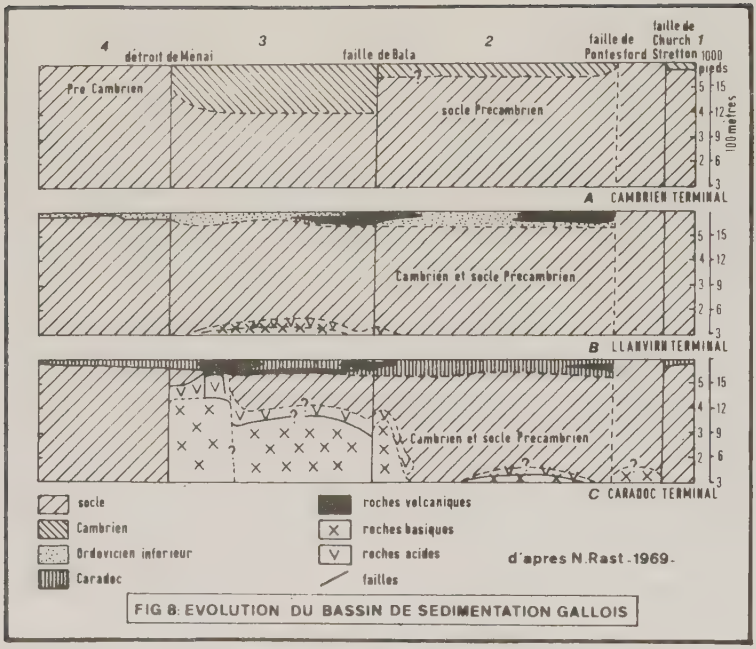


FIG 8: EVOLUTION DU BASSIN DE SEDIMENTATION GALLOIS

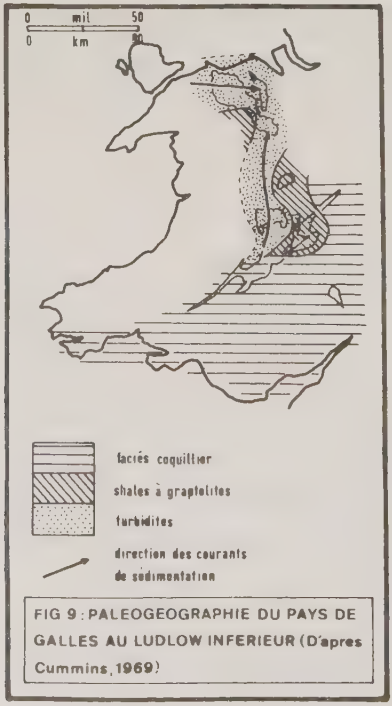


FIG 9 : PALEOGEOGRAPHIE DU PAYS DE GALLES AU LUDLOW INFERIEUR (D'apres Cummins, 1969)

dovery" supérieur: les travaux de Kuenen et Migliorini (1950),ceux de Cummins (1957,1959),de Wood et Smith (1959) ont montré que les grès mal classés et à grano-classement qui sont l'un des faciès caractéristiques du Silurien gallois, se sont déposés en eaux profondes,sous l'action de courants de turbidité.L'autre faciès,correspondant à des shales,serait marginal et lié au talus séparant la plate-forme du bassin lui-même.Cette interprétation est exactement l'inverse de celle qui était généralement admise autrefois.L'étude des faciès et la reconstitution des paléocourants,à partir des figures de sédimentation,ont permis à Cummins de présenter une image assez précise du cadre tectonique: d'une part, un géosynclinal (1) avec la formation au Ludlow de deux fosses,le "Denbigh Trough" et le"Montgomery Trough" où les courants de turbidité se dirigeaient respectivement vers l'Est et vers le Nord (fig.9),d'autre part,une plate-forme stable en eaux peu profondes où se déposaient des calcaires à faune néritique. C'est l'épaisseur de la sédimentation,autant que les faciès,qui différencie bassin et plate-forme.La limite entre les deux milieux dessine une large courbe parallèle à l'actuelle baie de Cardigan et passant vers l'Est au niveau des failles de Church Stretton-Pontesford (Holland et Lawson,1963; Holland,1969; Bailey,1969) (2).Cette courbe,qui se retrouve présentement dans le relief du Massif Gallois,n'est donc pas une acquisition de l'orogénie hercynienne mais bien un fait majeur du cadre structural silurien.

Dans le Géosynclinal,Cummins envisage pour le Silurien inférieur un dépôt sous 600 à 3000m d'eau,sur une plaine abyssale que les sédiments fossili-

---

(1) Sur l'emploi de ce terme,voir D.A.Bassett,The British Caledonides,1969,p.59 et C.H.Holland,The Welsh Silurian Geosyncline in its regional context,extrait de A.Wood,The Precambrian and Lower Palaeozoic Rocks of Wales,1969,p.204.

(2) L'étude détaillée des faciès du Ludlow,sur la bordure orientale (Holland et Lawson,1963) montre que cette limite a été en fait très fluctuante tout en restant constamment proche de la faille de Church Stretton.

saient peu à peu,car le rythme de l'accumulation était plus rapide que la subsidence.Le matériel provenait d'une terre émergée,tectoniquement active,où affleuraient largement le socle précambrien avec des éléments de couverture ordovicienne.Cette source de débris était située quelque part au Sud et à l'Ouest du Pembrokeshire,entre le Canal de Bristol et la mer d'Irlande (fig.10).Pour cette raison,Cummins l'appelle le "St David's Land" (Cummins,in A.Wood,editor,1969, p.230).

A partir du Llandovery,l'influence de l'"Irish Sea Landmass" auquel Anglesey était rattaché à l'Ordovicien semble s'estomper.Les mudstones et les shales du Llandovery supérieur de Conway (Caernarvonshire) ont un faciès identique à ceux des turbidites du Pays-de-Galles central.Il est vraisemblable que la sédimentation Llandovery s'est étendue aussi sur la Snowdonia,mais au Ludlow, celle-ci se rattachait peut-être à la "Derwen Ridge" qui séparait les deux fosses de sédimentation,"Denbigh Trough" et "Montgomery Trough".Le géosynclinal silurien s'étendait sur la plus grande partie de l'Irlande et sur le Pays-de-Galles à l'Ouest et NW de la faille de Church Stretton.Il s'allongeait vers le NE jusqu'en Ecosse et en Scandinavie.

A la fin du Ludlow,le remplissage du géosynclinal est très avancé et les faciès s'uniformisent dans le bassin et sur la plate-forme marginale (Holland et Lawson,1963; Bailey,1969).

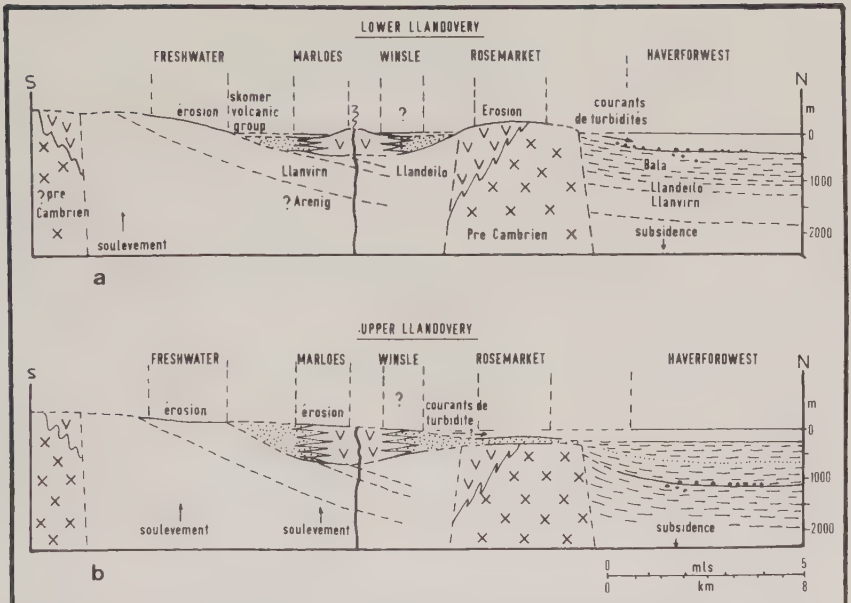


FIG 10: RECONSTITUTION D UNE COUPE DU PEMBROKESHIRE AU SILURIEN INFERIEUR (D'aprés Sanzen Baker, 1972)

C) CARACTERES ORIGINAUX DE LA TECTONIQUE CALEDONIENNE DU MASSIF GALLOIS.

L'orogenèse calédonienne est inséparable de l'histoire d'un *proto-Atlantique* né au tout début du Paléozoïque et qui s'est progressivement fermé à l'Ordovicien.La faune de trilobites permet en effet de séparer nettement deux domaines à l'Ordovicien inférieur: d'un côté,le Groenland,Terre Neuve occidentale,le NW de l'Irlande,l'Ecosse et la Norvège,de l'autre,l'Est de Terre Neuve,le Pays-de Galles et l'Angleterre,la Nouvelle-Angleterre et les Provinces Maritimes du Canada (Harland et Gayer,1972; Skevington,1974; W.E.A.Phillips;C.Stillman;T.Murphy,197

A l'Ordovicien supérieur,les faunes s'uniformisent de part et d'autre, témoignant de la fermeture du Proto-Atlantique,par subduction.Sur la marge NW de l'ex-océan,le métamorphisme ordovicien est beaucoup plus intense qu'en arrière de la zone de subduction (G.A.L.Johnson,1976; Williams A.,1969,in A.Wood,editor).

Le Massif Gallois se différencie des autres socles calédoniens de l'Europe du NW par la *faible ampleur des plissements*.La tectonique calédonienne y fut avant tout un "block-faulting",avec des plis majeurs dont l'échelle est de l'ordre de 10 à 20 km.La carte tectonique de Grande-Bretagne,publiée par l'Institute of Geological Sciences,fait nettement apparaître une double inflexion de l'axe de ces plis: au NE du Pays-de-Galles,la direction est W-E.Elle devient NNE SSW dans le centre du Massif,puis à nouveau W-E dans le Pembrokeshire.Ce trait majeur était acquis dès le Dévonien inférieur et n'est pas un effet secondaire de l'orogenèse hercynienne (Holland,1969).Le soubassement précambrien a probablement joué un rôle fondamental dans cette disposition arquée des axes calédoniens

mais l'origine exacte du phénomène reste problématique (cf.D.Bassett,1969; N.Rast, 1969).

En ce qui concerne l'âge des principaux épisodes tectoniques,toutes les études régionales intéressant le Pembrokeshire,la bordure SE du Pays-de-Galles ou le secteur des Malverns ont montré que les mouvements de l'Ordovicien moyen et ceux du Silurien inférieur et moyen ont été plus importants que ceux de la fin du Silurien auxquels on attribuait traditionnellement l'essentiel de l'orogenèse calédonienne.En Pembrokeshire ou dans le centre du Pays-de-Galles,la base du Dévonien se marque seulement par le passage de sédiments marins sublittoraux à des formations d'eaux peu salées,littorales ou deltaïques.

Par contre,dans le Nord du Pays-de-Galles,il y eut compression du bloc Nord-gallois entre les failles de Bala et du détroit de Menai,accompagnée d'un métamorphisme régional de faible intensité,daté de 430-390 millions d'années (Bailey,1969).Cependant,même là,*le raccourcissement de l'écorce fut modeste,les mouvements tangentiels médiocres:* on peut citer les failles chevauchantes des environs de Tremadoc (Fearnsides,1910) ou la faille plate de la péninsule de St Tudwal,qui coïncide d'ailleurs avec une surface de discordance (D.A.Bassett,1969). La schistosité des roches pélitiques,particulièrement intense en Arvon,où les couches cambriennes ont été transformées en ardoises,daterait de la fin du Silurien (N.Rast,1969).

Dans le bâti structural du Massif Gallois,l'héritage du Paléozoïque inférieur est néanmoins fondamental,par la mise en place de quelques grands accidents majeurs: ce sont les failles ou flexures du détroit de Menai,celles de Bala et de Church Stretton qui *délimitent dès l'Ordovicien des blocs réagissant différemment aux contraintes tectoniques et offrant des milieux de sédimentation par-*

ticuliers.Ces failles ont pu à certains moments livrer passage à des réservoirs de magma acide ou basique situés en profondeur.En première approximation,on peut distinguer deux types de régions:

- Les premières correspondent à des blocs où la subsidence n'a jamais été forte et où les transgressions marines successives ont laissé des dépôts minces,de faciès néritique,marqués par de nombreuses discordances angulaires.C'est le cas du bloc "Shropshire-Midlands" où le Précambrien émergeait encore lorsque s'est avancée la mer silurienne.C'est aussi le cas des blocs d'Anglesey et du Pembrokeshire méridional qui ont même connu,à l'Ordovicien et au Silurien respectivement,une tectonique positive et se sont alors comportés en horsts dont l'érosion alimentait la sédimentation des bassins proches.

- Les secondes furent soumises à une forte subsidence et virent l'accumulation d'épaisses séries sédimentaires,en eaux peu profondes (Ordovicien) ou dans une fosse abyssale (Silurien) dont la bordure orientale coïncidait à peu près avec celle du Massif Gallois actuel.

La mise en place du socle calédonien gallois s'est faite *en bordure d'un géosynclinal,dans un fossé tectonique complexe limité par des failles enracinées dans le manteau supérieur*.Les contraintes se sont exercées verticalement beaucoup plus que tangentiellement.Les conditions même de cette genèse sont fondamentales pour comprendre l'évolution ultérieure du socle: contrairement à l'Ecosse ou au NW de l'Irlande,le raccourcissement de l'écorce a été faible dans le Massif Gallois.*Le niveau structural inférieur*,tel qu'il est défini par les tectoniciens (cf.Mattauer,1973,chap.9),n'est représenté que par une *schistosité de fracture ou,à la rigueur,de flux*,dans les faciès pélitiques.La racine sialique de ce type de montagne est toujours peu épaisse.Il s'en suit que *le réajustement isostasique post-calédonien a été modeste*.

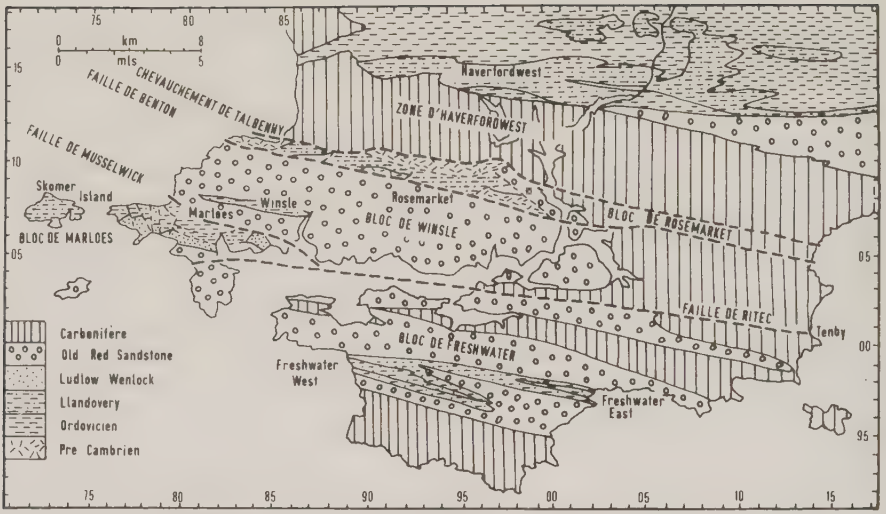
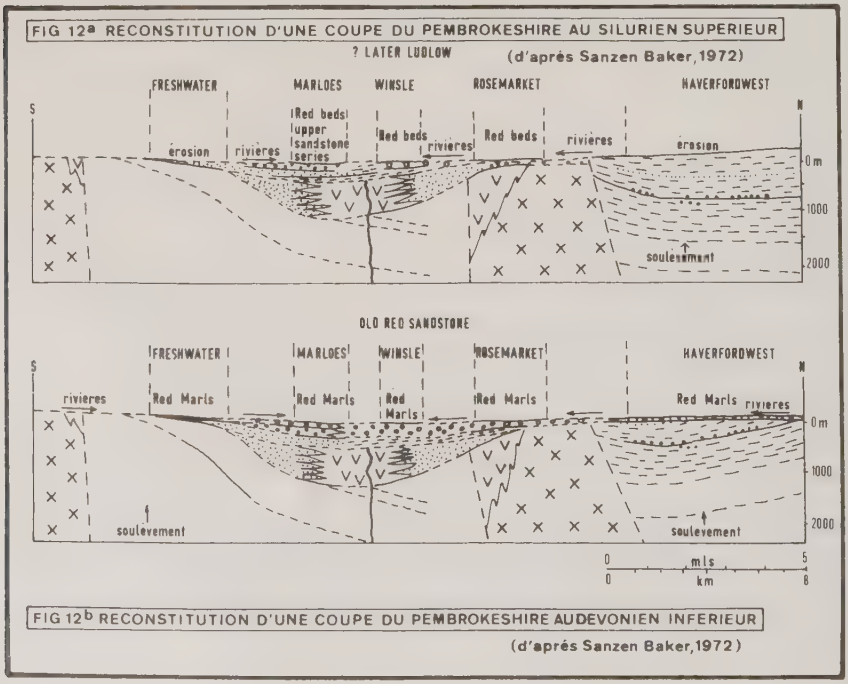


FIG11:GEOLOGIE DU PEMBROKESHIRE (D'APRES LE GEOLOGICAL SURVEY ET SANZEN-BAKER,1972)



CHAPITRE DEUX: LA COUVERTURE DÉVONO-CARBONIFÈRE (1): LA"TERRE DE ST GEORGE" ,PREMIÈRE ESQUISSE DU MASSIF GALLOIS.

A) LE VIEUX GRES ROUGE: SIGNIFICATION MORPHOTECTONIQUE.

A partir du Dévonien,le cadre paléogéographique se transforme radicalement et voit l'émersion,puis la surrection du centre et de la plus grande partie du Nord du Pays-de-Galles: ce que les géologues appellent la "Terre de St George". Celle-ci est au coeur du grand continent de Laurasie,issu de la fermeture du Proto-Atlantique du Paléozoïque inférieur (G.A.L.Johnson,1976).

Le passage du Silurien au Dévonien a été étudié en détail dans le Pembrokeshire (Sanzen-Baker,1972): dans un cadre structural caractérisé par une série de blocs séparés par des failles WNW-ESE (fig.11),les courants de sédimentation s'inversent dès le Ludlow (fig.12.a),au niveau du bloc de Rosemarket (cf.fig.10). Quand débute le Dévonien,cette région se remplit à la fois à partir du Sud et du Nord.Les blocs septentrionaux se soulèvent,se plissent et sont soumis à l'érosion (fig.12.b).C'est l'acte de décès du mio-géosynclinal gallois.Pour la bordure orientale du Pays-de-Galles,Allen et Tarlo ont également étudié le passage du Ludlow au Downtonien et au Dittonien (Vieux Grès Rouge inférieur) (2).En utilisant la faune de vertébrés et surtout les caractéristiques sédimentologiques du matériel, ils ont pu reconstituer avec précision l'évolution de l'environnement du milieu

(1) La distinction de deux ensembles structuraux,"socle calédonien" et "couverture dévono-carbonifère" n'est pas toujours évidente,puisque le Vieux Grès Rouge,*molasse péri-calédonienne*,a été lui-même intéressé par la dernière phase de l'orogenèse calédonienne.Cependant la sédimentation deltaïque ou fluviatile du Vieux Grès Rouge contraste très nettement avec celle de la période antérieure.

(2) Voir aussi les travaux de Bailey et Rees (1973) .

de sédimentation (Allen et Tarlo,1963): au Ludlow,il s'agit d'une mer ouverte ;progressivement on passe à des sédiments littoraux deltaïques,puis à des formations typiquement fluviatiles,sous climat chaud à longue saison sèche.Le cadre paléogéographique est comparable à celui de l'actuel delta du Colorado.Au début (Downtonien),les incursions marines permettent la survie d'une faune de mollusques d'eau peu salée,puis le recul de la mer s'accentuant,les mollusques disparaissent remplacés par des vertébrés d'eau douce (Dittonien).

Du point de vue morphotectonique,le Vieux Grès Rouge est assimilable à la *molasse* alpine: c'est un matériel détritique alimenté par la Terre de St Georg au fur et à mesure de sa surrection.Son accumulation est corrélative du réajustement isostasique marquant la fin du cycle orogénique calédonien.

Sur les bordures orientale et méridionale du Massif Gallois,le Vieux Grès Rouge inférieur (1) présente des caractères lithologiques communs: la sédimentation est *rythmée en cyclothèmes* (J.R.Allen,1962,1963,1964,1974).Chaque cyclothème se compose de la succession suivante:

- à la base,une surface de discontinuité tronquant nettement les sédiments sous-jacents,est surmontée d'un grès conglomératique dont les éléments dérivent directement des couches inférieures,puis de grès à stratification oblique.
- au sommet,un niveau de siltstones interstratifiés dans des argiles et des grès fins,grauwackes ou subgrauwackes,selon l'abondance de la matrice argileuse (2).

D'après le modèle de J.R.Allen,les siltstones sont des dépôts d'inondation dans le lit majeur des rivières,dans des zones marécageuses ou lacustres; les grès à

---

(1) Sensu stricto,ce terme désigne le faciès continental du Dévonien,mais dans la pratique,il est utilisé dans un sens stratigraphique: on parle alors de Vieux Grès Rouge inférieur,moyen et supérieur.Cet emploi prête à confusion car toute la succession est loin d'être gréseuse et totalement rouge.

(2) Pour la signification de ces termes pétrographiques,voir l'annexe à la fin de la thèse.

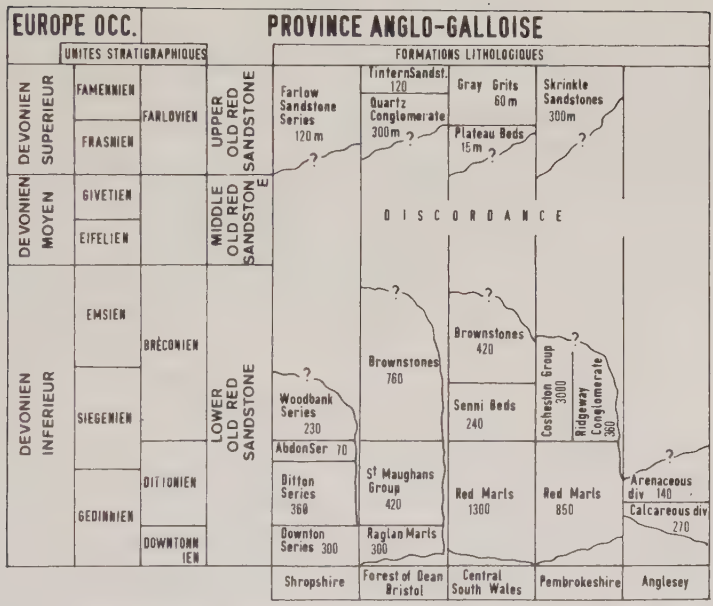


FIG 13 STRATIGRAPHIE DU VIEUX GRES ROUGE DE LA PROVINCE ANGLO-GALLOISE
d'aprés J.R.ALLEN, 1962

stratification oblique se sont formés dans les chenaux d'écoulement.Chaque cyclothème correspond à un épisode unique de sédimentation,débutant par l'incision d'un chenal et se poursuivant par son remplissage.Il se place dans un cadre plus général d'une plaine d'inondation à chenaux d'écoulement mobiles,sous un climat à longue saison sèche.

La part respective des siltstones et des grès est très variable selon le niveau stratigraphique considéré et selon les secteurs: dans le Pembrokeshire, les premiers sont nettements dominants dans la colonne stratigraphique (1),à l'inverse de ce qui se passe en Shropshire ou au Nord du Bassin Houiller Sud-Gallois. Les conséquences morphologiques sont évidentes: sous un climat humide,qu'il soit chaud ou tempéré,c'est le faciès dominant qui détermine la résistance de l'ensemble.

La nature détritique du Vieux Grès Rouge inférieur a le grand intérêt de nous apprendre quelles étaient les roches qui affleuraient sur la Terre de St George.Dans le Shropshire,au sommet du Dévonien Inférieur,les débris,originaires du NW,provenaient de l'érosion de roches sédimentaires (grauwackes siluriennes, calcaires wenlock) et,accessoirement,de roches volcaniques ordoviciennes et du socle précambrien.Dans cette région,la faille de Church Stretton était encore active car la série du Dittonien est beaucoup plus épaisse à l'Ouest (600m à Knighton) qu'à l'Est (seulement 350m sur la Brown Clee Hill; la subsidence était donc moins rapide sur le bloc des Midlands (Bennison et Wright,1969).

Dans le Pembrokeshire,la grande faille de Ritec qui passe dans l'axe de la baie de Milford Haven (fig.11) séparait deux domaines: au Nord,les grès et marnes des "Cosheston Beds" atteignent 3000m d'épaisseur; au Sud,ils disparaissen

(1) Les "Red Marls" désignent des siltstones à cassure conchoïdale où le quartz, les feldspaths et les fragments de roches forment du quart à la moitié de la roche,enrobés dans une pâte de minéraux argileux très fins,principalement d'illite. Les bancs de grès n'ont que quelques mètres d'épaisseur au maximum.

et sont remplacés par 350m de conglomérats très semblables aux "Grès de May" normands.Ces "Ridgway Conglomerate" provenaient,non de la Terre de St George,mais d'une terre émergée située dans la région du Canal de Bristol (T.N.George,1970).

Dans le Nord du Pays-de-Galles,le Dévonien inférieur n'est repéré qu'à Anglesey où il repose directement sur l'Ordovicien.Là aussi,c'est une formation continentale,fluviatile ou lacustre,alimentée depuis le SE.

Au Dévonien inférieur,la Terre de St George occupait donc tout le centre et le Nord du Pays-de-Galles.Elle était cernée,à Anglesey et sur les bordures Sud et SE du Massif Gallois,par une zone de piedmont où la subsidence était plus ou moins rapide,dans un environnement de plaine de niveau de base à chenaux anastomosés très mobiles.

Le Dévonien moyen est totalement absent du Massif Gallois (1) et cette période correspond ici à la phase terminale de l'orogénie calédonienne (fig.13). On assiste à une migration de la zone de soulèvement vers le Sud et le SE,si bien qu'au Dévonien supérieur,le Vieux Grès Rouge inférieur est lui-même soumis à l'érosion et se retrouve,remanié,dans les dépôts plus récents,nettement discordants.Les conditions climatiques et l'environnement géographique restent inchangés mais la subsidence s'atténue beaucoup.Le Vieux Grès Rouge supérieur (Farlovian,équivalent stratigraphique du Frasnien et du Famennien) correspond ici à de minces séries de conglomérats et de grès qui contrastent avec les gran-

---

(1) Notons cependant que l'âge exact des "Ridgeway Conglomerate" est incertain.

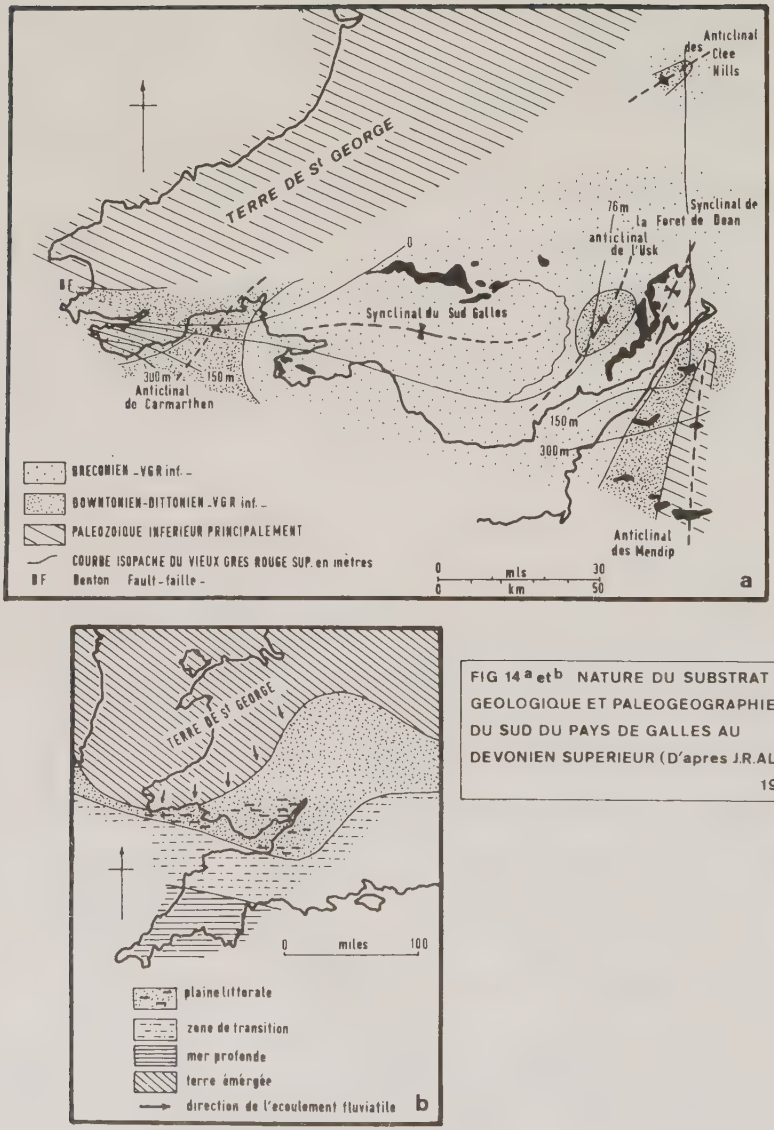


FIG 14 [a] et [b] NATURE DU SUBSTRAT GEOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE DU SUD DU PAYS DE GALLES AU DEVONIEN SUPERIEUR (D'apres J.R.ALLEN, 1965)

des épaisseurs de sédiments marins du SW de l'Angleterre.J.R.Allen a tenté de cartographier,pour cette période,l'extension des divers milieux de sédimentation et de la Terre de St George (fig.14) (Allen,1965).On voit que les contours de cette dernière dessinent vers le Sud et le SE une courbe très proche de celle des marges du géosynclinal silurien.Cependant,cette reconstitution est assez hypothétique dans la région des Brecon Beacons car les affleurements de Vieux Grès Rouge supérieur sont absents au Nord d'une ligne WE passant approximativement le long de la vallée de l'Usk.Par ailleurs,les courbes isopaques de 250 pieds sont nettement plus orthogonales que la limite supposée de la Terre de St George.Rien ne s'oppose donc à l'idée que celui-ci se soit enfoncé davantage en coin,vers le SE.Dans cette hypothèse,*la limite actuelle des affleurements de Vieux Grès Rouge supérieur serait assez proche des limites originelles de sédimentation dans la région des Brecon Beacons*.Ceci est important,car il faudrait en déduire que le grand escarpement observé dans cette région,et interprété traditionnellement comme une cuesta ou un crêt,n'a pas sensiblement reculé,puisque le Dévonien supérieur en coiffe bien souvent le sommet.Nous verrons dans la deuxième partie que des arguments morphologiques viennent à l'appui de cette idée et obligent à reconsidérer l'origine de cet escarpement majeur.Sur la fig. 15,la bordure méridionale et sud-orientale de la Terre de St George a été redessinée en fonction des remarques précédentes,tout en tenant compte des paléocourants repérés par J.R.Allen.

°°°

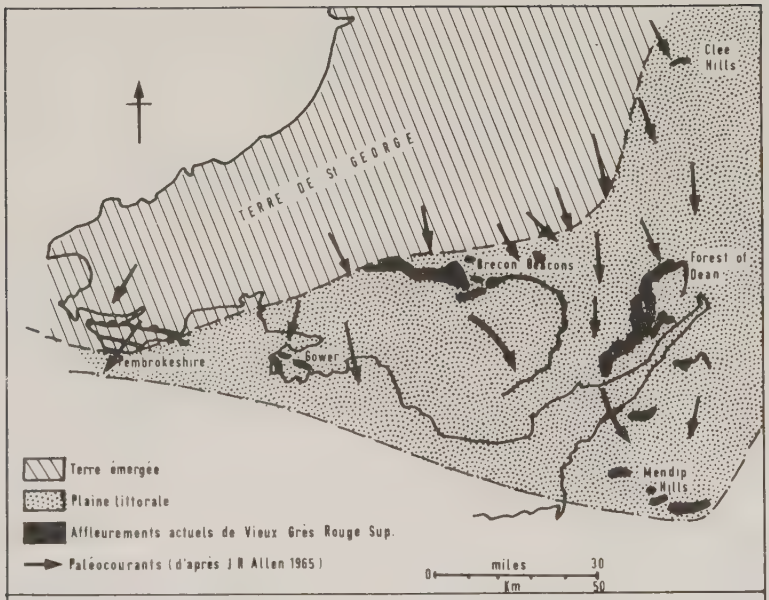


Fig 15 : Limites probables de la Terre de St George au Vieux Grès Rouge Supérieur

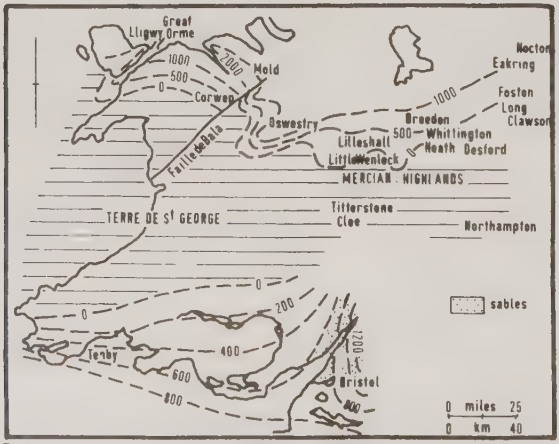


FIG 16 RECONSTITUTION DE LA TERRE DE St GEORGE AU VISEEN ET LIGNES ISOPACHES, EN PIEDS, DU VISEEN SUPERIEUR - TIRE DE T.N.GEORGE, 1958 -

B) LA TRANSGRESSION CARBONIFERE ET L'APLANISSEMENT DE LA TERRE DE ST GEORGE.

Le Carbonifère débute par une transgression marine qui progresse sur les marges de la Terre de St George.Au Sud,les sédiments marins du Carbonifère inférieur y reposent en discordance plus ou moins marquée (1) sur le Dévonien et au Nord,sur le Paléozoïque inférieur ou même le Précambrien,à Anglesey.Le trait majeur de la paléogéographie reste l'existence de la Terre de St George: elle occupe tout le centre du Pays-de-Galles et se rattache vers l'Est à la "Midland Barrier" et vers l'Ouest à l'Irlande.Il y a ainsi deux bassins de sédimentation nettement séparés,au Sud et au Nord d'une bande de terres émergées (fig. 16).Cette disposition persiste pendant tout le Carbonifère mais avec des contours changeants.

Dans le Nord du Pays-de-Galles,la transgression marine a été beaucoup plus tardive que dans le Sud et seul le Viséen supérieur est représenté.La séquence est essentiellement calcaire mais avec une proportion de plus en plus importante vers le haut de calcaires sableux ou limoneux,passant même latéralement à des grès ou des shales bitumineux annonçant ceux du Millstone Grit.

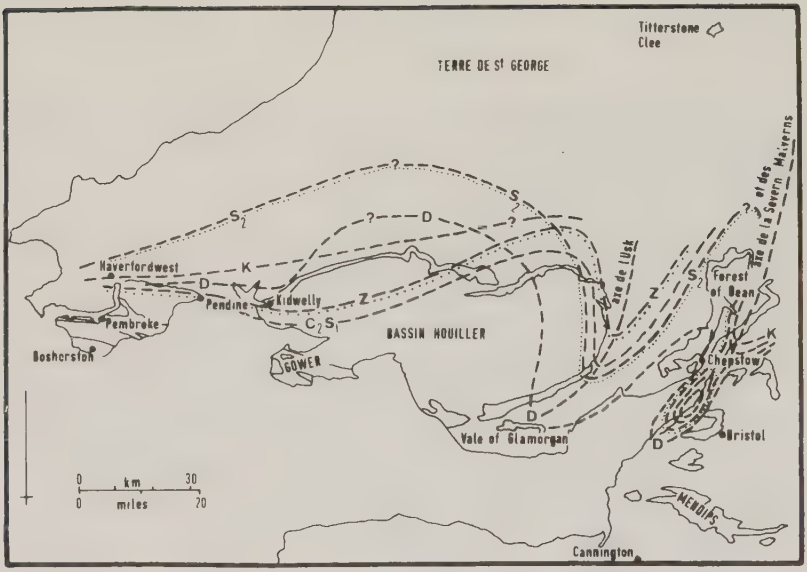
Dans le Sud du Pays-de-Galles,la succession est complète du Tournaisien au Viséen.T.N.George (1958,1972) a reconstitué les déplacements du rivage méridional au Carbonifère inférieur ou,plus précisément à l'Avonien,équivalent approximatif du Dinantien (2),en se basant à la fois sur la faune,sur les épaisseurs

---

(1) Dans la région de Newport (Monmouthshire),le passage du Vieux Grès Rouge sup. aux "Lower Limestone Shales" du Carbonifère inférieur est progressif et apparemment concordant:le milieu continental devient de plus en plus franchement marin (Squirell et Downing,1969,p.60).

(2) Le terme d'Avonian a été créé par Vaughan (1905) pour décrire les roches carbonatées du Carbonifère inférieur affleurant dans la gorge de l'Avon à Bristol.Il est presque synonyme de "Dinantien" mais ne doit être appliqué qu'au SW de l'Angleterre et au Sud-Galles.Les limites inférieures et supérieures de l'Avonien ne sont

.../...



K Tournaisien inf. Z Tournaisien moyen C_2S_1 Viseen inf. S_2 Viseen moyen D Viseen sup.

FIG 17 RECONSTITUTION DES RIVAGES DE LA TERRE DE St GEORGE AU CARBONIFERE INFERIEUR -D'APRES T.N.GEORGE, 1972-

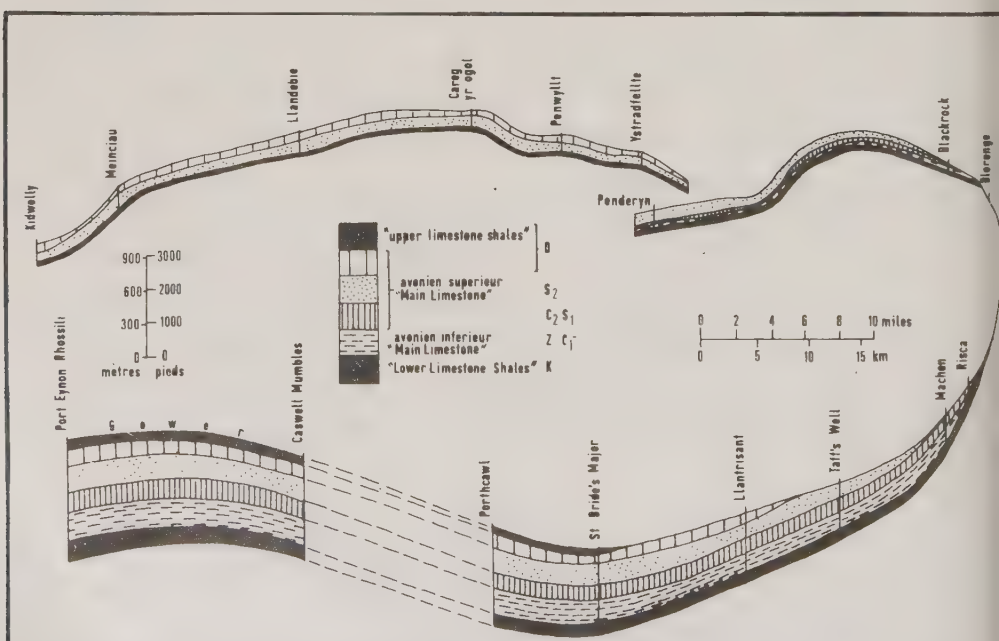


FIG 18 DIAGRAMME MONTRANT LES VARIATIONS D'EPAISSEUR DES DIFFERENTS HORIZONS DU CALCAIRE CARBONIFERE A LA PERIPHERIE DU BASSIN HOUILLER SUD-GALLOIS (TIRE DE T.N.GEORGE, 1970)

et la nature pétrographique de la roche (fig.17).Dans le Pembrokeshire,les fluctuations du rivage étaient contrôlées par le jeu de la faille de Ritec (Sullivan, I965).Partout,elles accompagnent le soulèvement saccadé de la Terre de St George.

La sédimentation calcaire,caractéristique de cette période,est un dépôt de plate-forme littorale,en eaux claires,temporairement contaminées par des apports de vase ou de sables.Cette formation d'origine biogénique s'oppose au matériel détritique du Vieux Grès Rouge et révèle de profonds changements bioclimatiques, modifiant les mécanismes de l'érosion sur la Terre de St George: pour reprendre la terminologie de H.Erhart (I956),une phase biostasique succède à une phase de rhexistasie.

A l'Avonien moyen,des mouvements tectoniques importants sont à rapprocher de ceux du Dinantien moyen dans le Brabant.Ils provoquent localement l'arrêt de la sédimentation et permettent,là où il est émergé (Gower méridional,région de Carew dans le Pembrokeshire....),la karstification du calcaire.Cela se marque aussi par l'activité accrue de deux anticlinaux d'axe NS: celui de l'Usk et celui de la Basse Severn qui prolonge l'axe des Malverns.La fig.18 montre l'amincisse-

---

pas exactement identiques à celles du Dinantien et les fossiles de la séquence belge ne se retrouvent pas tous en Grande-Bretagne.Les géologues britanniques utilisent aussi le terme général de "Calcaire Carbonifère" pour désigner l'Avonien mais,comme pour le "Vieux Grès Rouge",cet emploi prête à confusion car toute la séquence n'est pas calcaire.La même remarque peut être répétée à propos du "Millstone Grit" (Grès meulier) et des "Coal Measures" (séries houillères),qui sont les équivalents stratigraphiques du Namurien et du Westphalien,respectivement.

ment rapide de la séquence avonienne vers le Nord,en bordure de la Terre de St George et vers l'Est,en direction de l'anticlinal de l'Usk.Le même amincissement est observé au Pembrokeshire: sur la côte Sud,à Bosherston,l'Avonien totalise plus de I500m,tandis qu'il disparaît près d'Haverfordwest,où le Namurien recouvre directement le Paléozoïque inférieur.Dans les deux cas,le phénomène s'explique par une sédimentation originellement moins épaisse mais aussi par une série de discordances provoquées par l'abrasion des couches antérieures,dans la zone littorale de la mer carbonifère.

En Forest of Dean,ces mouvements tectoniques se traduisent,au Viséen inférieur,par une sédimentation arénacée ("Drybrook Sandstone"),corrélative d'un soulèvement de la Terre de St George,au Nord,et peut-être aussi d'une détérioration climatique momentanée.

La fin du Viséen voit le retrait vers le Sud de la mer.Cette régression s'accompagne d'un changement de faciès: le calcaire,au Nord du Bassin Houiller, est remplacé par des graviers quartzitiques contenant des fossiles marins d'âge Viséen supérieur (D.G.Jones,I974).

°.°

Dans le Sud du Pays-de-Galles,le passage de l'Avonien au Namurien est concrétisé par une *discordance notable*,reflet de l'instabilité tectonique (phase

sudète de l'orogénie armoricaine),mais aussi du caractère transgressif des sédiments namuriens.Le bassin du Namurien inférieur était beaucoup plus réduit que celui du Viséen supérieur.La figure I9 montre son extension progressive vers l'Est et le Nord (fig.I9,tirée de D.G.Jones,I974).En Forest of Dean,le Namurien est absent.La mince séquence de la région de Bristol représente peut-être un petit bassin indépendant de celui du Pays-de-Galles méridional.

Par rapport à l'Avonien,le changement de faciès se précise et les calcaires disparaissent.Le terme général de "Millstone Grit" recouvre en fait trois types de roches:

1- des shales alternant avec des bancs de grès fins quartzitiques.

2- des orthoquartzites plus ou moins fins,parfois riches en dragées de quartz.

3- des mudstones et des shales.Ceux-ci dominent très nettement sur toute la bordure Sud du Bassin Houiller,de Risca à Gower,et dans le Pembrokeshire.

L'environnement sédimentologique de ces dépôts détritiques est assez bien connu grâce aux travaux de G.T.George,R.Oguike,G.Kelling,que ce dernier a résumés récemment (G.Kelling,1974).Il s'agit d'un complexe deltaïque où se mêlent des sédiments fluviatiles,lagunaires,littoraux ou franchement marins (cf.article cité,fig.45 et 46).Le cadre géographique reste dominé par la Terre de St George au Nord,où les affleurements de Vieux Grès Rouge,de Paléozoïque inférieur et de Précambrien nourissaient l'essentiel de la sédimentation.Cependant une partie du matériel provenait d'un secteur méridional situé au niveau du Canal de Bristol.L'axe anticlinal de l'Usk est resté actif pendant tout le Namurien,tandis qu'une fosse géosynclinale s'approfondissait rapidement au Sud de la côte actuelle de Gower: sur la bordure orientale du Bassin Houiller,le Namurien se réduit à moins de 30m,alors qu'il atteint plus de 650m d'épaisseur à Gower (fig.20).

Au Nord du Pays-de-Galles,le Namurien n'est localisé qu'à l'Est,dans le Flintshire et le Denbighshire.Les sédiments sont de plus en plus arénacés du Nord vers le Sud et leur épaisseur se réduit dans la même direction.Cette disposition symétrique de celle observée au Sud reflète l'influence de la Terre de St George.

°.°

Les Coal Measures (Westphalien) corespondent à un nouveau changement important dans les conditions bioclimatiques de la sédimentation.

Dans le Sud du Pays-de-Galles,le cadre géographique du Westphalien inférieur reste fortement influencé par l'ensemble "Terre de St George-Barrière des Midlands" et par l'anticlinal de l'Usk: les strates s'amincissent fortement vers le NE,passant pour l'ensemble des Coal Measures,de 2500-3000m près de Swansea,à 600m aux environs de Pontypool et à moins de 100m au Nord de Risca, sur la bordure orientale du Bassin Houiller.

Cependant,les modifications paléogéographiques amorcées au Namurien se précisent au Westphalien moyen.Les travaux de Bluck et Kelling (1963),fondés sur l'étude des paléocourants et des chenaux d'écoulement ("washouts"),ont montré que le Sud-Galles formait alors un *bassin de sédimentation de superficie*

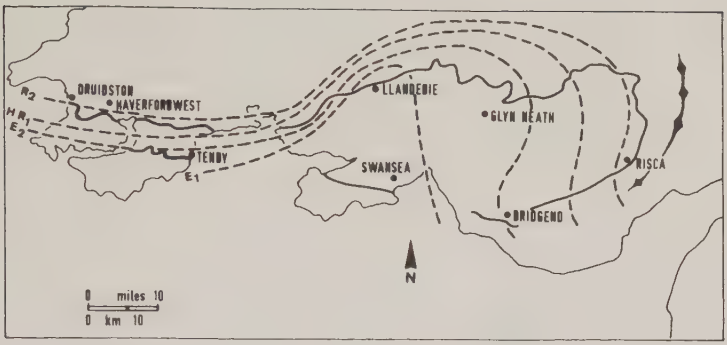
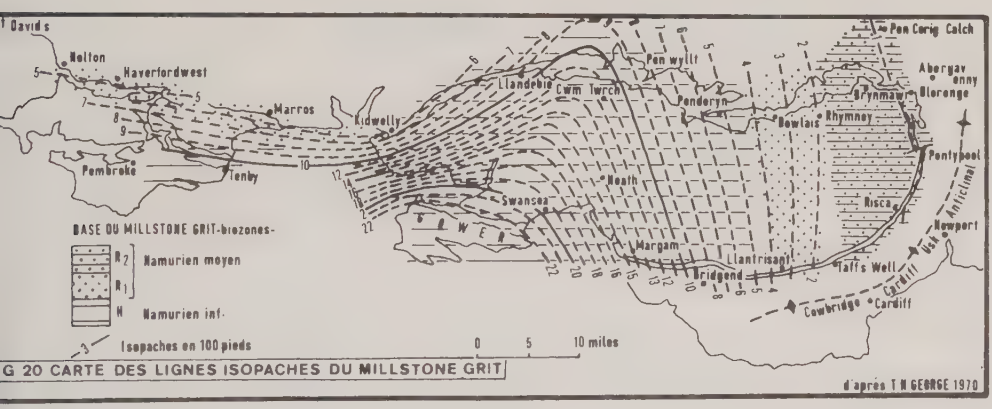


fig 19 : EXTENSION DU BASSIN DE SEDIMENTATION NAMURIEN DANS LE SUD DU PAYS DE GALLES (pour les unités biostratigraphiques successives)

d'après D.G. JONES, 1974



restreinte,dont les contours étaient en gros parallèles,sinon identiques,à ceux du Bassin Houiller actuel (voir aussi Kelling,I974,fig.47 et 48).Au Westphalien inférieur,le matériel provenait essentiellement du Nord et de l'Est,alimenté par l'érosion de roches sédimentaires.Au Westphalien moyen,les apports méridionaux sont déjà plus importants et *au Westphalien supérieur les courants de sédimentation se renversent* (Thomas,I967;Williams,1966,I967 et 1968;Kelling,1974): la source principale se situe alors au SSE,dans la région du Canal de Bristol (fig.2I).Les "Rhondda Beds" (base des Grès de Pennant,correspondant au Westphalien supérieur) ont été déposés par une large rivière à lit mobile coulant vers le NW (Kelling,I968).

Dans le Pembrokeshire,les Grès de Pennant dérivent d'une source située à l'Ouest et au SW (Williams,1966).En Forest of Dean,où seul le Westphalien supérieur est représenté,les paléocourants sont dirigés vers le NW,avec une direction secondaire vers le Sud et le SE; la mer avait reculé vers le Nord et l'ensemble de la Forest of Dean correspondait à un milieu deltaïque (Gayer et Stead, 1971,p.20-36).

Tout ceci montre qu'à partir du Westphalien supérieur,l'influence de la Terre de St George s'estompe et ne se traduit plus que par des apports très secondaires de débris,tandis que la proximité d'une terre émergée située au Sud du Pays-de-Galles,à l'emplacement de l'ancienne fosse géosynclinale,devient décisive et provoque le renversement des courants de sédimentation (Kelling,I974) (1).Dans cette région,la pente topographique générale est désormais dirigée du Sud vers le Nord et la mer fini-carbonifère se retire vers le Nord et l'Ouest.

---

(1) L'origine du matériel détritique est variée: flysch,roches métamorphiques, roches ignées etc...

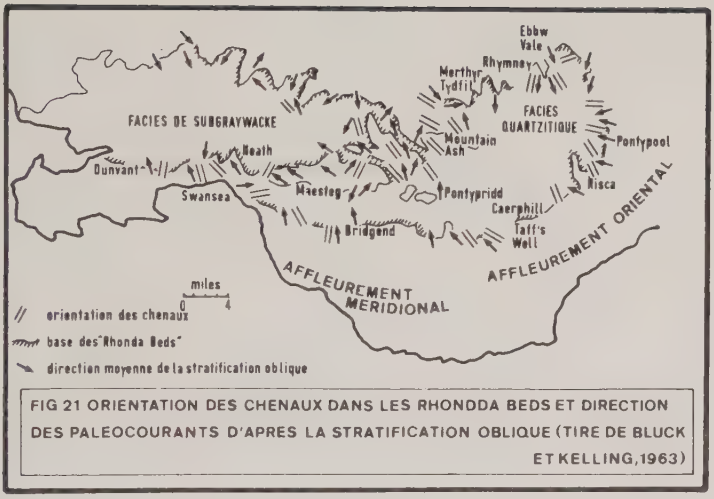


FIG 21 ORIENTATION DES CHENAUX DANS LES RHONDDA BEDS ET DIRECTION DES PALEOCOURANTS D'APRES LA STRATIFICATION OBLIQUE (TIRE DE BLUCK ET KELLING, 1963)

Dans le Nord du Pays-de-Galles (Flintshire,Denbighshire,Anglesey),les Coal Measures présentent les mêmes caractéristiques lithologiques qu'au Sud: le matériel s'est déposé sur la marge Nord de la Terre de St George.En l'absence d'étude sédimentologique précise,l'origine des apports détritiques est incertaine,bien que les variations de faciès du Sud au Nord suggèrent l'existence d'une terre émergée au Sud.

Du point de vue paléoclimatique,les séries houillères,à dominante schisteuse au Westphalien inférieur et moyen,indiquent un climat chaud,à saison sèche assez longue.Elles se sont déposées dans des lagunes ou des marécages d'eaux douces ou peu salées,périodiquement envahies par la mer.

La sédimentation est rythmée en cyclothèmes reflètant le rythme de subsidence et,accessoirement,d'éventuelles variations eustatiques du niveau marin. La sédimentation détritique,d'abord argilo-limoneuse,puis de plus en plus grossière,indique le remblaiement de l'aire de dépôt jusqu'au niveau marin contemporain.Les bassins de sédimentation se situaient en contrebas de reliefs à tectonique active où l'altération du substrat était ménagée(Millot,1967).

A partir du Westphalien supérieur,les couches houillères sont relayées par ou alternent avec des grès,de type subgrauwacke.La couleur passe au rouge: les tourbières se comblent,le milieu devient oxydant,par suite d'un affaiblissement de la subsidence et,sans doute aussi,sous l'influence d'une aridification du climat.

De cette rapide présentation de la paléogéographie du Paléozoïque supérieur,il faut retenir que,si la Terre de St George constitue une première esquisse du Massif Gallois,une sorte de *proto-Pays-de-Galles*,ses contours sont en général loin d'être conformes au relief actuel: des grandes directions structurales du Paléozoïque inférieur,il ne reste pas grand chose.Vers l'Ouest,la Terre de St George se rattache à l'Irlande et vers l'Est,soit à un vaste continent (Dévonien), soit à une bande de terres émergées allant jusqu'au Brabant (Carbonifère).L'influence de la faille de Church Stretton s'estompe.La courbure que dessinaient les marges orientales et méridionales du"géosynclinal"calédonien disparaît également.Des axes tectoniques nouveaux,par contre,acquièrent une grande importance: anticlinal de l'Usk,anticlinal de la Basse Severn qui prolonge d'ailleurs le viel axe des Malverns,synclinorium du Bassin Houiller,faille de Ritec dans le Pembrokeshire.

Un fait important est de remarquer que les *limites actuelles des affleurements sont souvent proches des limites originelles de sédimentation*,telles qu'on peut les reconstituer à partir de l'étude des faciès ou des paléocourants: c'est le cas de la limite Nord du Vieux Grès Rouge supérieur,dans la région des Brecon Beacons,ou de celles du calcaire carbonifère et du Millstone Grit,dans le Sud du Pays-de-Galles.Quant au synclinorium houiller,on a vu que ses bordures actuelles sont étrangement parallèles à celles du bassin de sédimentation originel.Vers l'Est,en direction de l'anticlinal de l'Usk,la séquence s'amincit considérablement et il est certain que dans ce secteur,l'escarpement bordier actuel du Bassin,coiffé de Grès de Pennant,se trouve presque à l'emplacement des limites de sédimentation.On ne peut donc pas prolonger,par l'imagination,les sé-

ries sédimentaires vers la périphérie du Bassin et,par une reconstruction purement géométrique partant des pendages actuels des couches,envisager l'enlèvement par l'érosion de plusieurs centaines,voire plusieurs milliers de mètres de sédiments (cf.O.T.Jones,1955).Les implications morphologiques de ce qui précède sont considérables et il faut en tenir compte dans l'interprétation des escarpements,tels celui de la bordure Est du Bassin Houiller ou celui des Brecon Beacons.

Une autre conclusion peut être tirée,concernant l'importance des volumes montagneux à la fin du Carbonifère.Du Dévonien au Westphalien moyen,la Terre de St George fournit des débris en masses plus ou moins considérables,qui s'accumulent dans les régions périphériques.L'érosion responsable de ces apports a pris place dans une gamme variée de climats qui se sont succédés pendant le Paléozoïque supérieur; c'est ce que révèle la part respective des phases détritique et soluble ,dans les sédiments.*A partir du Westphalien supérieur,l'influence de la Terre de St George devient secondaire et il semble que l'énergie du relief ait été alors assez faible.*Par contre,l'essentiel se passe au Sud du Pays-de-Galles où l'orogénie hercynienne a engendré d'importants volumes montagneux. *Ainsi,le cadre paléogéographique du Trias,avec des courants de sédimentation à dominante méridionale,est-il déjà préparé au Westphalien supérieur.*

°°°

C) LES EFFETS DE L'OROGENESE ARMORICAINE SUR LE MASSIF GALLOIS.

Dans le cadre gallois,on ne peut déterminer partout avec la même précision le rôle exact de l'orogenèse armoricaine et l'âge des principales phases tectoniques,car le Paléozoïque supérieur affleure seulement dans certains secteurs.Cependant on peut faire quelques remarques générales:

1°) Entre les cycles orogéniques calédonien et armoricain,il n'y a pas eu de longue stabilité: dans le Sud et le SE du Pays-de-Galles,la dernière phase de l'orogenèse calédonienne se place au Dévonien moyen.Il s'agit d'un réajustement isostasique d'ampleur modeste,étant donné le faible raccourcissement de l'écorce pendant la tectogenèse antérieure,mais il a provoqué l'arrêt de la sédimentation du Vieux Grès Rouge dans le Massif Gallois(1).

Dans le Sud du Pays-de-Galles et sur sa bordure Est,la base de l'Avonien est généralement discordante sur le Dévonien supérieur ou sur les terrains plus anciens.A l'Avonien moyen,l'instabilité tectonique s'accentue.Sans jamais vraiment cesser,elle s'atténue un peu à l'Avonien supérieur pour connaître un nouveau paroxysme avant et pendant la sédimentation du Millstone Grit (phase sudète).

Les séries houillères du Westphalien reflètent,elles aussi,un environnement structural instable.La forte discordance du Westphalien supérieur,observée au Nord du Pays-de-Galles et des Midlands à la Forest of Dean et au Sud-Galles, témoigne d'une nouvelle phase tectonique,dite "malvernienne",accompagnée de l'érosion des couches antérieures.

Ainsi,là où ils existent,les sédiments carbonifères indiquent-ils

---

(1)On peut remarquer que l'évolution est totalement différente dans le Massif Armoricain,où,à partir du Dévonien moyen,des contraintes tangentielles sont de plus en plus sensibles (C.Klein,1975,p.97).

une période d'instabilité quasi permanente depuis le Dévonien moyen jusqu'au Westphalien supérieur.Cependant,ces déformations,si notables soient-elles,ne font qu'annoncer le paroxysme de l'orogénie hercynienne qui se place entre le Westphalien supérieur et le dépôt du Nouveau Grès Rouge permo-triasique.

2°) Le style tectonique de l'orogenèse hercynienne diffère considérablement au Sud et au Nord du Massif Gallois. Dans l'ensemble,il y eut une poussée venue du Sud provoquant une forte compression des bordures Sud et SE du massif.Celle-ci a atteint son maximum d'intensité dans la région de Bristol,au Sud de l'axe des Mendip Hills et dans le Pembrokeshire méridional: là,les plis sont serrés, de style isoclinal,déversés vers le Nord.Les déplacements tangentiels y sont notables,avec des plis-failles,des chevauchements et même de véritables charriages.Dans la région des Mendips,une klippe de calcaire carbonifère repose sur les Coal Measures.

Les axes des plis sont orientés WE ou WNW-ESE,donc parallèlement aux failles siluriennes du Pembrokeshire.Dans ce secteur,ces failles,telles celle de Ritec,ont d'ailleurs rejoué ou,plus exactement,servi de plans de glissement tangentiel le long desquels les blocs méridionaux chevauchent ceux du Nord.

Plus à l'Est,dans le Glamorgan et le Monmouthshire,les plis sont plus souples et les déformations s'atténuent rapidement du Sud vers le Nord: au Nord du Bassin Houiller,synclinorium complexe affecté de failles transversales NNW-SSE,la structure est monoclinale,avec un pendage modéré vers le Sud.Par contre, dans le Canal de Bristol,on a récemment mis en évidence un déplacement tangentiel de l'ordre de 25km où le Vieux Grès Rouge chevauche le Westphalien (Brooks et Thompson,1973).A ces plis et ces chevauchements d'axe WNW-ESE ou WE,s'ajou-

tent dans le Sud-Galles,des accidents complexes d'orientation SW-NE,le long desquels les blocs contigus se sont déplacés à la fois verticalement et horizontalement: ce sont les décrochements sénestres des vallées de la Neath et de la Tawe et l'accident de Careg Cennen qui se trouve dans le prolongement de la faille de Church Stretton et correspond à une structure extrêmement compliquée, associant failles en coin,broyage des roches,plissement et déplacement latéral (fig.22).

Au SE du Massif Gallois,les Mendip Hills forment un système de dômes dissymétriques,d'axes WE et disposés en échelon.Au Nord de ces collines,les mouvements varisques,moins violents qu'au Sud,ont été fortement influencés par les axes de la Basse Severn et de Bath qui dessinent un V dont la pointe est dirigée vers le Nord.De plus,il s'est produit une disharmonie entre les couches incompétentes du Westphalien inférieur très plissées et le calcaire carbonifère sous-jacent,beaucoup plus modérément déformé.En Forest of Dean et sur la bordure centre-orientale du Massif Gallois (Clee Hills),l'orientation générale des plis hercyniens est méridienne et le plissement souple.

Dans le centre et le Nord du Pays-de-Galles,il est beaucoup plus difficile de distinguer ce qui est dû à l'orogénie hercynienne de ce qui a été acquis avant ou après.Les accumulations épaisses de Vieux Grès Rouge,en raison de leur localisation au Sud et au SE et de leur compétence,ont constitué un môle résistant qui a gêné la progression vers le Nord des plissements hercyniens.Par ailleurs,le socle calédonien gallois,quoique peu ou pas du tout métamorphisé,ne pouvait réagir à l'orogénie armoricaine de la même façon que les sédiments du

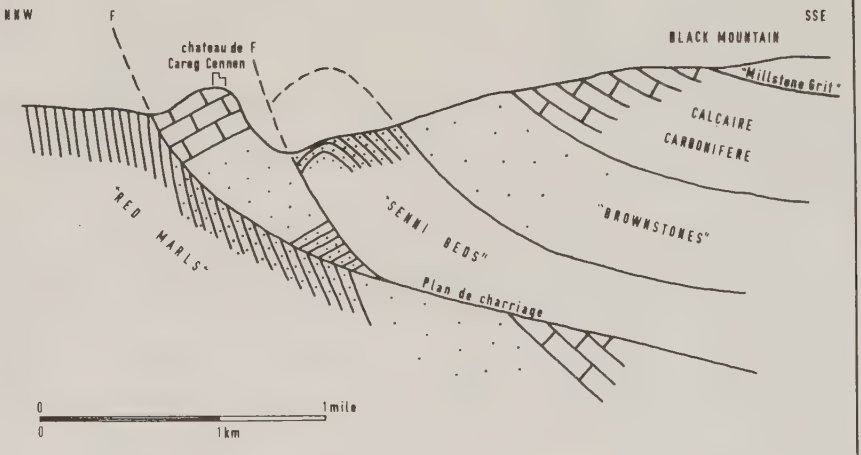


fig 22 COUPE DE L'ACCIDENT STRUCTURAL DE CAREG CENNEN
(tiré de J.Anderson et T.R. Owen, 1968)

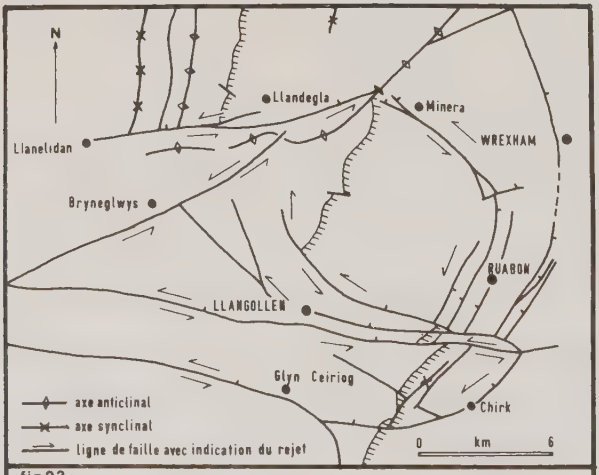


fig 23
CARTE STRUCTURALE DE LA TECTONIQUE HERCYNIENNE DANS LE NORD DU PAYS DE GALLES (région de Llangollen) (tiré de T.N. George 1961)

Paléozoïque supérieur.Tout ceci,ajouté au fait que la poussée tectonique venait du Sud,explique un style structural très différent,dans ces régions: les axes majeurs pré-hercyniens ont continué à guider le jeu des blocs mis en place antérieurement.Ce style cassant se traduisit,par exemple,par le rejeu des failles de Bala et de Llangollen dont les lèvres se sont déplacées latéralement de plusieurs kilomètres.Le NE du Pays-de-Galles,au Sud du Vale of Clwyd,a été soumis à un système complexe de forces de tension créant un réseau concentrique de failles et de décrochements sénestres (fig.23).Des structures semblables ont été reconnues dans le Silurien des Denbighshire Moors.A Anglesey,les axes tectoniques calédoniens sont conservés.Par contre,un fait nouveau apparaît à l'Est,où le synclinal du Vale of Clwyd se met en place et se superpose à un anticlinal prédinantien.Le Carbonifère du Flintshire et du Denbighshire est plissé modérément, avec cependant un style différent,selon qu'il s'agit des schistes incompétents du Westphalien,ou des calcaires et des grès du Carbonifère inférieur.

3°) Pour le Massif Gallois,l'absence de couverture mésozoïque,ailleurs que sur ses marges,ne permet pas de repérer facilement les déformations et accidents post-hercyniens. Faute d'arguments géologiques,il sera nécessaire de faire appel aux arguments morphologiques (cf.infra,2ème Partie).Les sédiments carbonifères, plissés ou fracturés mais non métamorphisés ont été consolidés en un socle hercynien qui s'est greffé sur le calédonien,si bien que l'ensemble réagira désormais de la même façon aux contraintes tectoniques ultérieures: par un style cassant ou,plutôt,par des flexures et mouvements épeirogéniques à grand rayon de courbure.Les charnières structurales contrôlant ces jeux de blocs se sont souvent mises en place dès le Paléozoïque inférieur et c'est pourquoi il était indispen-

sable d'évoquer cette période.Il reste que ce sont leurs rejeux ultimes,le plus souvent tertiaires,qui ont été déterminants dans l'édification du relief actuel.

L'un des enseignements les plus importants,quoique méconnu,de l'étude du Paléozoïque est que *le Massif Gallois,en tant que volume montagneux bien individualisé par rapport aux bassins sédimentaires proches,n'existait pas encore au Carbonifère supérieur.L'orogénie hercynienne n'a pas créé de reliefs notables à l'emplacement du Pays-de-Galles où la Terre de St George n'avait plus d'énergie suffisante pour nourrir une sédimentation détritique périphérique.*

Les manifestations de l'orogenèse hercynienne du Massif Gallois,leurs particularités par rapport au Massif armoricain,se comprennent dans un cadre tectonique "global": au Silurien et au Dévonien,un océan occupait tout le centre de l'Europe,entre la plaque de Laurasie,au Nord,et celles du Sud de l'Europe et du Caucase,au Sud.Au Carbonifère,l'Ouest de cet océan se ferme lentement,le long d'une zone de subduction correspondant au complexe ophiolitique de Lizard (SW de l'Angleterre).La croûte océanique s'enfonce sous la plaque de l'Europe méridionale,entraînant une importante activité orogénique en bordure de cette plaque,à la fin du Dévonien (phase bretonne) et au Carbonifère moyen (phase sudète).Au contraire,sur la marge de la plaque laurasienne (Sud du Pays-de-Galles,Mendip Hills), l'activité orogénique reste très faible jusqu'à ce que la fermeture complète de l'océan,à la fin du Carbonifère,provoque la collision des deux plaques adjacentes et le plissement de la bordure méridionale du Massif Gallois (phase asturienne) (Bromley,1975; G.A.L.Johnson,1976).

CHAPITRE TROIS: L'INDIVIDUALISATION DU MASSIF GALLOIS AU MÉSOZOÏQUE.

A) LE NOUVEAU GRES ROUGE ET LA TOPOGRAPHIE PRE-TRIASIQUE.

1) EXTENSION DES AFFLEUREMENTS ACTUELS.

La stratigraphie des dépôts triasiques britanniques reste très incertaine car basée sur des distinctions purement lithologiques:

NOUVEAU GRES ROUGE
- RHETIEN
- KEUPER
  - "Keuper Marl"(1)
    - "Tea Green Marl"
    - "Red Marl"
  - "Keuper Sandstones"qui incluent les "Waterstones"
- BUNTER
  - "Upper Mottled Sandstones"
  - "Bunter Pebble Beds"
  - "Lower Mottled Sandstones"

(1) Ce terme de "marl" n'a pas de signification minéralogique précise: ce sont souvent des mudstones peu calcaires constituées essentiellement de quartz et de minéraux argileux.

Au fur et à mesure que les études paléontologiques progressent,on s'aperçoit que la lithostratigraphie britannique ne coïncide pas du tout avec les divisions du Trias germanique.Le Muschelkalk est inconnu et il n'y a pas de rupture majeure entre Bunter (1) et Keuper.La base du Keuper britannique se situerait dans le Buntsandstein moyen d'Allemagne,d'après des études palynologiques récentes (Geiger et Hopping,1968).A l'intérieur même des Iles Britanniques,les corrélations sont incertaines entre le Trias des Midlands et celui des autres bassins.Par ailleurs,certains faciès sont diachroniques et apparaissent à des niveaux stratigraphiques différents selon les secteurs: c'est le cas du "Dolomitic Conglomerate" du Sud-Galles et des Mendip Hills.L'ensemble de ces questions a fait l'objet d'un colloque dont les communications ont été publiées par la "Geological Society of London" (I970) (2).

La base du Trias est mal définie et les auteurs britanniques préfèrent parler de "Permo-Trias" pour les "Lower Mottled Sandstones".Il est en tout cas certain qu'une *coupure stratigraphique majeure existe presque partout entre le Westphalien supérieur et la base du Nouveau Grès Rouge:* le sommet du Carbonifère (Stéphanien) et la plus grande partie du Permien manquent aux abords du Pays-de-Galles.Cette lacune correspond au paroxysme de l'orogénie hercynienne et à de grands changements dans la paléogéographie du Massif Gallois et de ses bordures: dans les régions situées au Sud du Pays-de-Galles,de hautes terres ont remplacé définitivement le géosynclinal hercynien.Les granites de Cornouailles et du Devon,qui se rattachent tous au même magma profond,se sont mis en place à la fin du Carbonifère,vers 281 $\pm$ 11 millions d'années (Miller et Mohr,1964).De nouveaux

(1) Nous gardons le terme anglais pour souligner qu'il n'est pas l'équivalent stratigraphique du "Bundsandstein" germanique.

(2) Numéro spécial du "Quarterly Journal of the Geological Society of London", vol.126,I970.

bassins de sédimentation apparaissent au Nord: la Terre de St George,la Barrière des Midlands et le Massif de Londres-Brabant sont démantelés.

Les dépôts permiens les plus proches du Massif Gallois se trouvent d'une part,au Sud du Canal de Bristol,dans le Somerset et le Devon et,d'autre part, dans la région de Manchester et sur la bordure orientale,au NE et à l'Est des Clee Hills.Le Permien de la vallée de Crediton,au Nord du Dartmoor,correspond à des sédiments détritiques très mal classés,de faciès torrentiel,caratéristiques d'un climat semi-aride,accumulés dans une dépression coincée entre le Dartmoor au Sud et l'Exmoor au Nord.Les galets provenaient de l'auréole métamorphique du granite du Dartmoor qui n'affleurait pas encore (Hutchins,1963).A la même époque,ni les granites de Cornouailles,ni même leurs auréoles métamorphiques n'ont fourni de débris (Groves,1931).De même,le Sud du Massif Gallois n'a pas alimenté de sédimentation détritique à cette époque et il ne devait donc pas former de relief énergique,ce qui est en accord avec la paléogéographie du Carbonifère supérieur.

Dans le Sud du Shropshire et du Staffordshire et le Nord du Worcestershire, des formations rouges,le plus souvent conglomératiques succèdent,sans rupture stratigraphique majeure aux Coal Measures.Elles sont parfois rattachées au Carbonifère,bien que leur appartenance au Permien inférieur ne puisse être exclue ("Enville Beds").Les fragments grossiers,anguleux,sont largement constitués de chert et de calcaire du Carbonifère inférieur,de calcaire silurien,de quartzite cambrien ou de roches précambriennes d'origine locale.Le matériel anguleux,mal classé a été déposé par des écoulements torrentiels,au pied même de blocs soulevés,dans un environnement comparable aux déserts du piedmont péruvien actuel

(Hains et Horton,1969,p.59).L'abondance des fragments de calcaire carbonifère prouve que celui-ci affleurait beaucoup plus largement qu'aujourd'hui,soit autour des Clee Hills,soit sur les "Mercian Highlands",zone de hautes terres,héritière de la Barrière des Midlands.Ces formations sont recouvertes en discordance par les "Bunter Pebble Beds".Elles correspondent à une sédimentation très discontinue à la fois dans le temps et l'espace et indiquent un climat nettement aride.

Le Trias affleure ou a été reconnu tout autour du Massif Gallois: sur ses marges orientales,dans le Wirral,la plaine du Cheshire-Shropshire et les Midlands à l'Est de l'axe des Malverns,l'épaisseur de la sédimentation est parfois très grande,du Bunter au Rhétien (2621m dans le bassin du Cheshire).

Au Sud,le Bunter est absent et le Keuper affleure essentiellement dans le Vale of Glamorgan et la région de Bristol.Il a été d'autre part repéré dans le Canal de Bristol où il ne serait pas épais (Banner,Brooks et Williams,1971; Donovan,Lloyd et Stride,1971).En mer d'Irlande,l'existence d'un bassin sédimentaire permo-triasique a été confirmé par les études géophysiques et les carottages,entre l'île de Man,le Nord du Pays-de-Galles et la côte anglaise (Institute of Geological Sciences,Report 71/19).En baie de Cardigan,une épaisseur considérable (maximum de 6000m) de sédiments mésozoïques et cénozoïques a été reconnue par les techniques de géophysique.Une bonne partie de cette succession serait permo-triasique,car on y a repéré des structures de dômes de sel et des phénomènes de diapirisme (Blundell,Davey et Graves,1971).

*Ainsi,le Massif Gallois est-il entièrement cerné par des bassins de sédimentation triasique,de profondeurs très inégales.*Etait-il lui-même déjà bien

individualisé à cette époque et formait-il,contrairement à ce qui se passait au Westphalien,une zone de hautes terres soumises à l'érosion? Pour répondre à cette question,il est nécessaire de connaître la nature du matériel triasique.

°.°

2) L'ENVIRONNEMENT MORPHOCLIMATIQUE ET L'ORIGINE DU MATERIEL: LE MASSIF GALLOIS N'EXISTAIT PAS ENCORE.

Les études géologiques intéressant le Trias ont,dès la fin du I9ème siècle,concerné surtout l'origine du matériel et les conditions climatiques de la sédimentation.Jusqu'à la dernière guerre,elles étaient fondées sur la composition minéralogique des niveaux à galets,sur les cortèges de minéraux lourds dans les fractions sableuses et sur la morphométrie des galets et l'allure des grains de quartz.Dès le premier tiers du 20ème siècle,des résultats importants étaient acquis.Les progrés de la sédimentologie ont,depuis les années 1960,permis de préciser la direction des paléocourants et les modalités de la sédimentation.Il est maintenant possible de se faire une idée assez précise sur l'agent de transport et de dépôt,sur l'environnement climatique et sur l'origine du matériel.

Au début de ce siècle,les hypothèses les plus variées avaient été avancées,concernant *les agents de transport et de dépôt:* origine fluviatile,marine deltaïque,éolienne ou lacustre.Dans chaque cas,des arguments plus ou moins convaincants étaient présentés et la revue de la "Liverpool Geological Society",par ses articles et les discussions qui suivent,reflète bien ces controverses.Il faudra attendre l'utilisation des méthodes sédimentologiques,avec l'étude des figures de sédimentation et des caractéristiques granulométriques du matériel pour que des résultats précis soient obtenus (Cummins,1958; Bluck,1965; Thompson, 1970...).Pour l'essentiel,il s'agit de sédiments d'origine continentale.Les transgressions marines ont été très courtes.La plus notable correspond aux "Waterstones" (1),où un microplancton marin d'âge Muschelkalk a été découvert (2).Elle s'est étendue sur les marges septentrionales du Pays-de-Galles,dans le SW de l'Angleterre,en Irlande et autour du Massif de Londres-Brabant.La transgression rhétienne marque la fin du Trias (3).En dehors de ces épisodes marins,l'environnement était fluviatile ou lacustre.L'une des formes d'écoulement les plus fréquentes consistait en *chenaux anastomosés,très mobiles,parcourus temporairement par de violents courants à forte compétence*.Entre les crues,les galets et les sables subissaient un façonnement éolien (dreikanter,ronds-mats,modelé dunaire)

---

(1) Ce sont des grès ou des siltstones finement lités.L'origine du mot est controversée: selon certains,il serait dû à l'effet des jeux de lumière sur les plans de stratification que soulignent les lamelles de mica ("watered silk").La roche n'est pas un bon réservoir aquifère mais,du fait de la présence d'une multitude de passées schisteuses ou argileuses,elle suinte lorsqu'elle affleure sur des parois raides (Hains et Horton,1969,p.68).

(2) Malgré cette découverte,les Waterstones ne sont pas un bon repère stratigraphique,car cette transgression marine s'est étalée dans le temps et fut loin d'atteindre simultanément les diverses régions britanniques.

(3) Bien que rattaché au Trias pour des raisons paléontologiques,le Rhétien est beaucoup plus proche du Lias par ses caractéristiques sédimentologiques.

et des fentes de retrait affectaient les sédiments fins déposés lors des crues dans les zones inondées,à l'abri des courants turbulents.Dans le Vale of Glamorgan,Bluck a reconstitué un système de cône alluviaux formés soit par de véritables rivières,soit par des flots de boue semi-liquides.En amont des cônes alluviaux,les eaux incisaient des canyons dans les calcaires carbonifères.De même, sous les "Pebble Beds" du Cheshire,des chenaux,profonds de quelques centimètres à 5m,portant des traces de marmites de géant et des sillons de corrosion,indiquent une incision vigoureuse dans le grès sous-jacent.

Les formes de dissection triasique ou pré-triasique les plus spectaculaires s'observent sur les flancs des Mendip Hills,surtout au Sud et à l'Ouest: là,tout un réseau de vallées fossilisées par les conglomérats du Keuper s'encaissent dans le substrat paléozoïque (calcaire carbonifère et grès dévoniens principalement).Leur tracé est généralement contrôlé par des accidents tectoniques pré-triasiques (synclinaux,anticlinaux ou lignes de faille ou de fracture) (cf. carte géologique de Wells,n°280).Ainsi,sur les pentes fortes des Mendip Hills, des phases de dissection vigoureuse ont-elles précédé la fossilisation des ravins et vallées ainsi formés ,par un matériel grossier d'origine strictement locale.Cela suppose des variations du rapport débit-charge dues soit à celles du régime pluviométrique soit à une tectonique plus ou moins active (cf.infra,p.412).

Tout ceci suggère *un environnement climatique caractérisé par un régime pluviométrique très contrasté et une couverture végétale assez discontinue pour permettre des écoulements de type "rill-wash" ou "sheet-flood" et une déflation éolienne importante*.L'évaporation était suffisante pour que des évaporites (anhydrite et gypse) se forment temporairement: dans le Cheshire et le Shropshire, deux groupes principaux de roches salifères sont intercalés dans le Keuper.On a

vu que des dômes de sel ont été découverts en baie de Cardigan.Dans le Vale of Glamorgan et la région des Mendips,des nodules et des lits de gypse sont également corrélatifs de récurrences arides.

La composition minéralogique des sédiments triasiques concorde avec ce qui précède.Les caractéristiques pétrographiques du Trias sont bien connues grâce aux études menées dès le premier quart de ce siècle (Travis et Greenwood,1911; Greenwood,1920; Harris,1924; Double,1926) soit sur des lames minces,soit sur les minéraux en grains,puis par celles utilisant les méthodes modernes telles que la diffraction aux rayons X.

Pour les bassins du Nord du Massif Gallois (Vale of Clwyd,Wirral,Cheshire,Shropshire),tous les auteurs ont signalé l'*abondance des feldspaths*,minéral le plus répandu après le quartz et qui peut constituer jusqu'à 18% du total de la roche.L'orthose domine nettement et se présente en grains très frais,remarquablement limpides.Le microcline,d'importance moindre,est également très frais,avec son quadrillage caractéristique en lumière polarisée.Les feldspaths plagioclases sont,par contre,peu abondants et assez souvent laiteux.Les analyses aux rayons X ont montré que *la fraction argileuse est presque toujours dominée par l'illite et secondairement par la chlorite* (D.B.Thompson,note suivant l'article de P.Friend,1966).Lorsque la kaolinite existe,elle doit être héritée car elle est associée à des cristaux de feldspath parfaitement frais,du moins pour l'orthose et le microcline (1).En outre,la teneur en kaolinite varie irrégulièrement des profondeurs à la surface: cette disposition peut s'expliquer si l'on suppose que la kaolinite ne s'est pas formée pendant ou immédiatement après

---

(1) Une exception à ces résultats doit cependant être signalée: la fraction argileuse d'un grès fin prélevé sur la berge d'un ruisseau,au Sud du Vale of Clwyd, dans les Lower Mottled Sandstones (NG: SJ 137 527) est nettement dominée par la kaolinite bien cristallisée.Ce résultat peut s'expliquer ici par une altération beaucoup plus récente que le dépôt.

le dépôt mais provient des roches ou des altérites dont l'érosion a alimenté la sédimentation détritique du Trias.Cette hypothèse est plausible puisque certains sédiments pré-triasiques,par exemple dans le Carbonifère moyen et supérieur,les "clay-ironstones" des Coal Measures,contiennent parfois d'assez forts pourcentages de kaolinite (cf.D.B.Thompson,1970).

Sur la bordure SSE du Pays-de-Galles,ainsi que dans la région des Mendip Hills,le Keuper,seul présent, correspond à deux faciès très différents:
1) le "Dolomitic Conglomerate" du Glamorgan et des Mendips.Il s'agit d'une formation bréchique à ciment de calcite ou de dolomite et dont les fragments grossiers proviennent essentiellement du calcaire carbonifère.La fraction argileuse de la matrice de ces conglomérats est toujours dominée par l'illite (voir tableau n°2).
2) les "Keuper Marls" qui sont en réalité des mudstones peu calcaires,rouges ou plus ou moins brunâtres ou pourpres,ou des grès fins.Les feldspaths y sont toujours présents et,là aussi,la fraction argileuse est dominée par l'illite (échantillon 69-7 du tableau n°2).

Au total,dans les deux cas (Dolomitic Conglomerate ou Keuper Marl),il s'agit de sédiments dont *la composition minéralogique reflète directement celle des roches-mères dont ils sont issus,principalement le calcaire carbonifère et secondairement le Vieux Grès Rouge ou le Millstone Grit.*

Le Keuper prélevé en baie de Cardigan,grâce au sondage profond de Mochras (NG: SH 5533 2594) présente maintes analogies avec celui de la bordure méridionale (Harrison,1971,tiré de Institute of Geological Sciences,Report 71/18, p.39-64).Il s'agit de sédiments détritiques fins (les éléments ont la taille des limons) avec quelques lits plus grossiers,constitués essentiellement de

N° personnel de l'échantillon	Lieu du prélèvement	Mode de gisement	Kaolinite	Illite-Mica	Chlorite	Divers
71-171	Port-Eynon NG: SS 465 855	Matériel de cône alluvial en place ("Dolomitic Conglomerate).	0	F	0	Feldspaths, quartz,calcite.
71-172	Sker Point NG: SS 788 798		0	0	0	Quartz, calcite.
71-173	Ogmore-by-Sea NG: SS 861 755		traces	f	0	Quartz,calcite, dolomite.
69-7	Carrière de Carrow Hill NG: 443 910	Matériel piégé dans une cheminée du calcaire carbonifère.	0	TF	0	Feldspaths.

TABLEAU N° 2 : Fraction argileuse de quelques dépôts triasiques.

quartz avec un ciment de calcite.La couleur rouge est omniprésente.Les feldspaths (surtout potassiques,orthose et microcline) sont presque toujours repérés.La fraction argileuse,peu abondante,est dominée par l'illite et secondairement par la chlorite.De la glauconite,probablement détritique,a été également observée.

Ainsi,le Nouveau Grès Rouge permo-triasique des bordures du Massif Gallois correspond à *une sédimentation détritique dans un système morphoclimatique caractérisé par une très faible altération chimique*.Il s'agit du remaniement de roches,carbonatées ou non,par des agents d'érosion et de transport permettant la conservation d'un matériel chimiquement fragile,tel que des galets de calcaire ou des feldspaths.Les argiles sont héritées.Des processus chimiques sont cependant intervenus pendant ou immédiatement après le dépôt: une cimentation calcaire sous la forme d'une fine mosaïque de calcite ou de dolomite,lorsque l'environnement géologique s'y prêtait et surtout *une rubéfaction*,dont il faut discuter la signification morphoclimatique.

Ce problème a suscité de nombreuses controverses et fourni une bibliographie surabondante (Erhart,1956; Millot,1964; Van Houten,1961; Walker,1967; Glennie,1970 etc...).Récemment,cette question a été revue par P.Birot (1969,p. 109-117).On se contentera de présenter les principaux problèmes soulevés en essayant d'envisager les solutions les plus probables dans le cas du Nouveau Grès Rouge des bordures du Massif Gallois.L'une des questions préalables est de savoir si la couleur rouge était acquise *avant* la sédimentation ou si elle est apparue secondairement,*pendant ou après celle-ci*.La réponse à cette interrogation en entraîne une deuxième: quel est le minéral responsable de la rubéfaction? Cela rejoint le problème du mécanisme chimique .Enfin,sous quel climat celle-ci s'est-elle produite?

En ce qui concerne la première question,les observations faites par différents auteurs semblent contradictoires.La plupart,par contre,admettent que la couleur rouge est due à l'*hématite* (parfois associée à un peu de gœthite) formant une mince pellicule autour des grains de quartz ou d'autres minéraux de la roche et,éventuellement,diffuse dans le ciment (1).La teneur en Fe2 O3 reste cependant faible: pour le Trias de la péninsule du Wirral,elle varie de 1à 5% (Travis et Greenwood,1911).Des pourcentages du même ordre ont été mesurés dans le bassin des Midlands (Hains et Horton,1969).L'observation de lames minces de grès Keuper prélevés sur le flanc Nord des Mendips a suggéré à K.C.Dunham que le matériel est d'autant plus rouge que l'imprégnation par l'hématite est forte (cité par Green et Welch,1965,p.75).

Le fait que dans beaucoup de cas le pigment d'hématite forme une pellicule autour de grains de quartz bien ronds,à façonnement éolien,a été présenté comme un argument en faveur d'une précipitation d'oxyde ferrique à partir de solutions ferrugineuses percolant au travers de la roche,pendant ou après la sédimentation,dans un milieu oxydant (Hains et Horton,1969).Il faut en tout cas *exclure l'hypothèse du remaniement de sols rouges de type ferrallitique*,car ces derniers contiennent de forts pourcentages de kaolinite qu'on devrait retrouver dans le Trias,et les quartz y sont cariés tandis que les feldspaths sont altérés, toutes choses qu'on ne voit pas dans le Nouveau Grès Rouge.Tous les faits rapportés plus haut suggèrent que l'érosion s'attaquait soit aux roches-mères elles-mêmes (cas des Pebble Beds ou du Dolomitic Conglomerate),soit à des sols peu évolués.Cela ne signifie pas que le climat était aride et les sols partout sque-

(1) Dans les sols rouges ferrallitiques sur sables ou grès d'Afrique occidentale, R.Fauck attribue l'essentiel de la rubéfaction des horizons B au fer amorphe,mais le processus qu'il décrit est très différent de celui qui aboutit à la formation des grès rouges (R.Fauck,1972).

lettiques: il faut aussi tenir compte du cadre topographique.Si les pentes sont fortes et le relief vigoureux,la pédogénèse peut n'être pas assez rapide pour que des sols évolués et épais se développent,surtout si le climat est contrasté, une saison des pluies alternant avec une saison sèche.Dans une même région,des sols plus évolués pourront se former sur les interfluves ou sur toute zone abritée de l'érosion tandis qu'ailleurs,celle-ci entraînera dans la phase migratrice de la pédogénèse,non seulement des sels en solution,mais aussi un matériel détritique d'autant plus abondant que l'énergie du relief est plus forte.L'ensemble de cette phase migratrice alimente la sédimentation de piedmont.

Si l'on se reporte aux caractéristiques pétrographiques,minéralogiques et sédimentologiques du Nouveau Grès Rouge autour du Massif Gallois,on constate que le climat n'était pas aride mais relativement humide avec une saison sèche assez longue.L'origine du fer responsable de la rubéfaction se comprend mieux dans ces conditions: Le fer était allochtone et constituait l'un des éléments de la phase migratrice de la pédogénèse; mais,alors que la masse du matériel triasique était transportée sous forme détritique,le fer l'était en solution.La mobilisation du fer,à partir du lessivage des sols ou des roches-mères (1) se plaçait pendant la saison des pluies,tandis que la précipitation du fer sous forme d'oxyde ferrique,dans la zone de piedmont,avait lieu en saison sèche dans un milieu oxydant.Ainsi,*la rubéfaction est-elle contemporaine de la sédimentation* avec un petit décalage dans le temps échelonné sur une seule année.Si,pour une raison quelconque,le milieu de sédimentation cessait temporairement d'être oxydant,la rubéfaction,c'est à dire,ici,la précipitation d'oxyde ferrique à partir des solutions ferrugineuses imprégnant un matériel poreux,était impossible:

---

(1)La pyrite des shales des Coal Measures est généralement considérée comme une source probable du fer,mais nous verrons en étudiant l'origine du matériel triasique que les Coal Measures n'ont dû contribuer que très localement à celui-ci.

cela explique la présence de lits de couleur grise ou verdâtre intercalés parfois dans les Keuper Marls.Le changement de couleur est toujours très brutal d'un lit à l'autre,preuve supplémentaire de la simultanéité de la sédimentation et de la rubéfaction.

Il est évident que tous les sédiments rouges existant à la surface du globe n'ont pas la même origine,d'où les contradictions apparentes d'un observateur à l'autre.Ainsi,les résultats obtenus par Walker sur l'altération in situ des minéraux ferromagnésiens ne sont-ils pas valables pour le Trias gallois (Walker,1967),alors que les observations de P.Friend réalisées aux Etats-Unis sur des grès dévoniens et aboutissant à l'idée que la couleur rouge provient de petits cristaux hexagonaux d'hématite formés immédiatement après le dépôt,semblent s'appliquer parfaitement au Nouveau Grès Rouge de nos régions (P.Friend, 1966).

*L'environnement triasique était donc caractérisé par un climat chaud à longue saison sèche,une puissante évaporation,une couverture végétale discontinue,des sols peu évolués,une altération chimique peu poussée et une très forte désagrégation mécanique des roches,responsable de la fourniture de grandes quantités de galets,surtout au Bunter.*Celle-ci s'explique à la fois par la vigueur de certaines pentes et par la fissuration et l'altération préalable des roches soumises,antérieurement au Permo-Trias,à des climats plus humides,puis dénudées plus ou moins complètement de leurs altérites.

°.°

Sur toutes les cartes paléogéographiques relatives au Trias,le Pays-de-Galles est indiqué comme une zone de hautes terres soumises à l'érosion et fournissant des débris aux bassins voisins du Cheshire,des Midlands et du Sud-Galles (voir par exemple Wills,1951 et 1956; Audley-Charles,1970; Warrington,1970).Ceci est considéré comme une évidence,bien que paradoxalement nombre d'auteurs admettent l'incertitude des limites galloises des bassins triasiques.Or,il est frappant de constater que les très nombreux travaux concernant *l'origine du matériel* accordent toujours une faible place aux roches galloises.Cette question n'est pas accessoire car de la réponse qu'on lui donne,dépend l'interprétation morphologique des bordures du Massif Gallois: s'agit-il d'un relief pré-triasique exhumé,comme le pense O.T.Jones,ou bien au contraire,la topographie actuelle s'est-elle mise en place beaucoup plus tardivement?

BASSINS DU WIRRAL,DU LANCASHIRE MERIDIONAL ET DU CHESHIRE OCCIDENTAL.

Les grès fins du Bunter et du Keuper ont été étudiés par Travis et Greenwood (1911,1915),Greenwood (1920) et S.W.Harris (1924).Les quartz et les feldspaths constituent l'essentiel du matériel.Les cristaux d'orthose peuvent atteindre 8mm de long dans le Keuper; les quartz montrent souvent une extinction roulante en lumière polarisée et les inclusions suggèrent une source granitique ou métamorphique,origine confirmée par les cortèges de minéraux lourds (épidote, kyanite).L'absence ou la rareté de la staurotide et du grenat,minéraux typiques du Trias du SW de l'Angleterre et des Midlands,sont remarquables.Le grenat est par ailleurs assez répandu dans le Millstone Grit du Nord du Pays-de-Galles.Ce *matériel,très semblable à celui d'Antrim et de l'île d'Arran provenait du NW ou du NE,depuis des affleurements de roches précambriennes,ignées ou sédimentaires.*

Le Wirral,le Lancashire,Antrim et l'île d'Arran appartenaient à un même bassin de sédimentation,distinct de celui des Midlands.Aucune roche du Nord du Pays-de-Galles ne peut avoir fourni le cortège de minéraux lourds repérés dans le Trias voisin,ce qui laisse supposer que cette région n'était pas soumise à l'érosion mais vraisemblablement incorporée au bassin de sédimentation: de l'ancienne couverture triasique,il ne reste que l'affleurement du Vale of Clwyd.Dans ce fossé tectonique,le Lower Mottled Sandstone,seul présent,contient un cortège de minéraux lourds très proche de ceux du Wirral ou d'Antrim (I.S.Double,1926).Les sédiments carbonifères et siluriens affleurant sur les bords du fossé n'ont fourni qu'un apport très secondaire.

Ces résultats sont complétés par ceux de T.A.Jones (1920 et 1926) qui a étudié les niveaux à galets,d'origine plus exclusivement fluviatile: pour le Bunter,il constate une double provenance,nordique et méridionale.La seconde paraît plus importante car le nombre et la taille des galets augmentent vers le Sud.Pour le Keuper,une origine locale (bordure galloise ou Pennines) est à exclure.Le Calcaire Carbonifère a pu fournir les cherts repérés dans le matériel mais les galets de calcaire sont totalement absents,ce qui suggère un certain éloignement de l'affleurement d'origine ("Mercian Highlands" par exemple).Le bassin de sédimentation du Cheshire-Wirral était distinct de celui des Midlands mais une communication pouvait s'établir temporairement entre eux et des apports méridionaux de galets atteignaient le Cheshire oriental et même le Sud du Lancashire et le Wirral.Ainsi,quelle que soit la classe granulométrique considérée, *la part du Massif Gallois se révèle-t-elle quasi inexistante.*

Les méthodes sédimentologiques ont récemment confirmé ces résultats:

dans le bassin du Cheshire,les paléocourants sont dirigés principalement vers le NW ou le NNW pour les grès ou conglomérats d'origine fluviatile (Klein,1962; D. Thompson,1970).*Une provenance occidentale n'a jamais été repérée* (1).Pour le Wirral et le Sud du Lancashire,Warrington signale que les paléocourants,de direction méridienne,ne sont influencés ni par les Pennines,ni par le Massif Gallois (Warrington,1970,p.183-223).

BASSIN DES MIDLANDS (Worcestershire,Staffordshire,Shropshire et Cheshire méridional et oriental).

Les Pebble Beds du Bunter sont des grès à stratification oblique comportant des lits ou des lentilles de galets bien roulés dont la taille varie de 7mm environ à plus de 20cm.Leur origine fluviatile est évidente.80% à 90% des galets sont constitués de quartz ou de quartzites.Ces Pebble Beds s'amincissent nettement aux abords des anciens "Mercian Highlands" qui devaient fournir une part non négligeable de débris.Cependant la source principale du matériel se trouvait plus au Sud comme le prouvent plusieurs faits convergents: du Sud vers le Nord,le long du fossé de Worcester longeant le flanc oriental de l'axe des Malverns,jusqu'au bassin du Shropshire-Cheshire,le nombre et la taille des galets diminuent,le cortège des minéraux lourds se raréfie (staurotide,grenat,tourmaline...).On a depuis longtemps (Shrubsole,1903) signalé l'existence de galets contenant des fossiles dévoniens et ordoviciens et dont le faciès s'apparente étroitement à celui des Grès de May et des Grès armoricains.En outre,les micas détritiques repérés dans ce matériel dériveraient de roches cristallines datant de 280 à 300 millions d'années (Fitch,Miller,Thompson,1966).Ainsi,*tout suggère un grand épandage issu*

(1) La 3ème édition du guide géologique de Hains et Horton (Central England,1969, H.M.S.O.) se contente pourtant de reprendre la carte de Wills datant de 1956 et indiquant un apport gallois dans le bassin du Cheshire (fig.13,p.65).

de montagnes armoricaines situées quelque part dans la Manche et constituées d'un matériel cristallin ou sédimentaire (fig.24).A ce grand écoulement méridien se greffaient quelques apports latéraux provenant du SW de l'Angleterre et des "Mercian Highlands".Par contre,le Massif Gallois n'a fourni que très peu de choses: autour de Bridgnorth,dans le Shropshire,les galets de calcaire carbonifère sont abondants,associés à des grès ordoviciens et à des quartzites d'origine locale.Cependant ce matériel pouvait provenir autant des "Mercian Highlands" que du Massif Gallois lui-même.Il est remarquable d'ailleurs que,sur cette marge orientale du Massif Gallois,l'épaisseur des sédiments triasiques s'acccroît vers l'Ouest,ce qui semble exclure une limite de sédimentation proche dans cette direction (460m de Bunter près de Bridgnorth).Quelques exceptions sont néanmoins à signaler là où des brèches d'origine exclusivement locale sont flanquées contre des collines de Précambrien qui émergeaient alors du bassin de sédimentation: Wrekin,Ercall et probablement Malverns (1).

Au Keuper,il y a peu de changements en ce qui concerne l'origine du matériel.Les micas détritiques provenaient d'une zone de roches métamorphiques ou sédimentaires avec des intrusions de granites alcalins,située dans le secteur de la Manche.Les autres sources restent le SW de l'Angleterre et le Massif de Londres-Brabant dont les "Mercian Highlands" formaient l'extrémité occidentale.Vers l'Est des Midlands,les bassins de sédimentation sont plus étendus qu'au Bunter si bien que le Keuper y repose directement sur un substrat pré-triasique et fossilise parfois un relief très accidenté (Charnwood Forest).Par contre,vers les

(1) Dans le cas du flanc oriental des Malverns,où des brèches du Keuper entrent en contact par faille avec le Précambrien,l'interprétation n'est pas évidente: il peut s'agir de brèches de friction tectonique le long du plan de faille.Phipps et Reeve (1969) préfèrent y voir des brèches d'érosion fossilisant un versant raide pré-triasique:pour eux,la faille serait post-triasique.

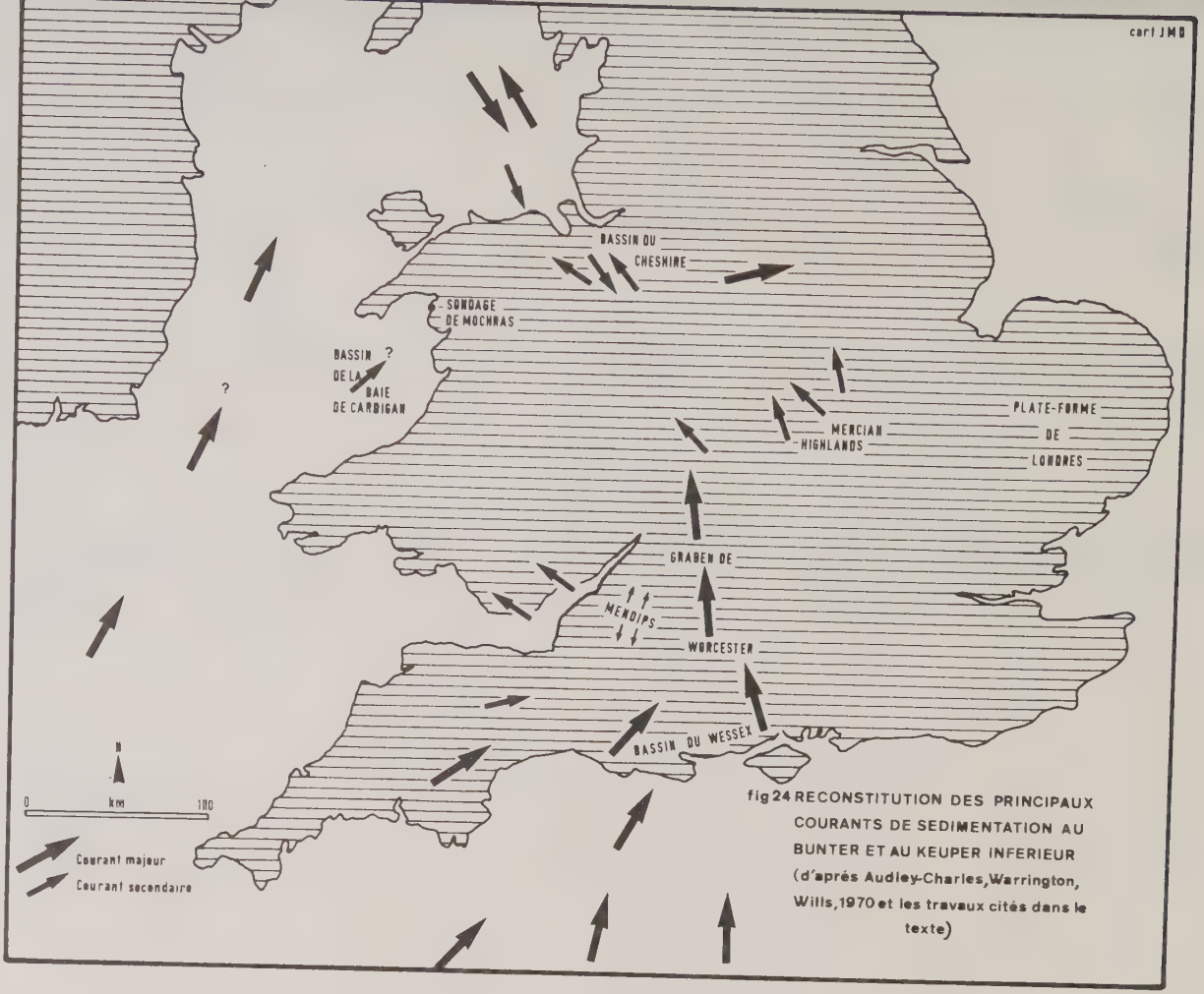


fig 24 RECONSTITUTION DES PRINCIPAUX COURANTS DE SEDIMENTATION AU BUNTER ET AU KEUPER INFERIEUR (d'aprés Audley-Charles, Warrington, Wills, 1970 et les travaux cités dans le texte)

marges galloises,le Keuper est concordant sur les "Upper Mottled Sandstones" et il atteint ses épaisseurs maximums dans le Cheshire et le Shropshire.

BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF GALLOIS ET REGION DES MENDIP HILLS.

Dans ces régions,où le Nouveau Grès Rouge se limite au Keuper,le problème de l'origine du matériel ne semble apparemment pas soulever de difficultés: le faciès marginal du Keuper,correspondant à des brèches ou à des poudingues à ciment carbonaté,fossilise une topographie accidentée où de hautes collines de Calcaire Carbonifère formaient les points culminants (fig.25).Sur le rebord Sud du Bassin Houiller,les "marnes" du Keuper flanquent l'escarpement de Grès de Pennant,selon une disposition qui suggère,là aussi,la fossilisation d'un relief préexistant.C'est l'interprétation classique,proposée dès 1904 par Strahan et Cantrill dans le mémoire accompagnant la carte géologique de Bridgend (p.23-24),et reprise depuis par la quasi totalité des auteurs (O.T.Jones,1956; Pringle et George,1970; T.R.Owen,1973,p.176...).Sur les cartes paléogéographiques,le Bassin Houiller est indiqué comme une zone de hautes terres soumises à l'érosion (Wills, 1956; Audley-Charles,1970; Warrington,1970).Or si l'on examine les faits de plus près,tout s'oppose à une telle interprétation (1),malgrè l'unanimité qu'elle suscite.

A l'Est de Llanharan (NG: ST 0083),le Keuper,plaqué contre l'escarpement de Grès de Pennant, se présente sous la forme d'une brèche constituée d'éléments anguleux de *calcaire carbonifère,emballés dans une matrice calcaire ferrugineuse.On ne trouve jamais de galets de Grès de Pennant*.Est-ce à dire que

(1) Ce problème avait été évoqué dans un article paru en 1970 (Battiau-Queney, 1970,p.149-152).

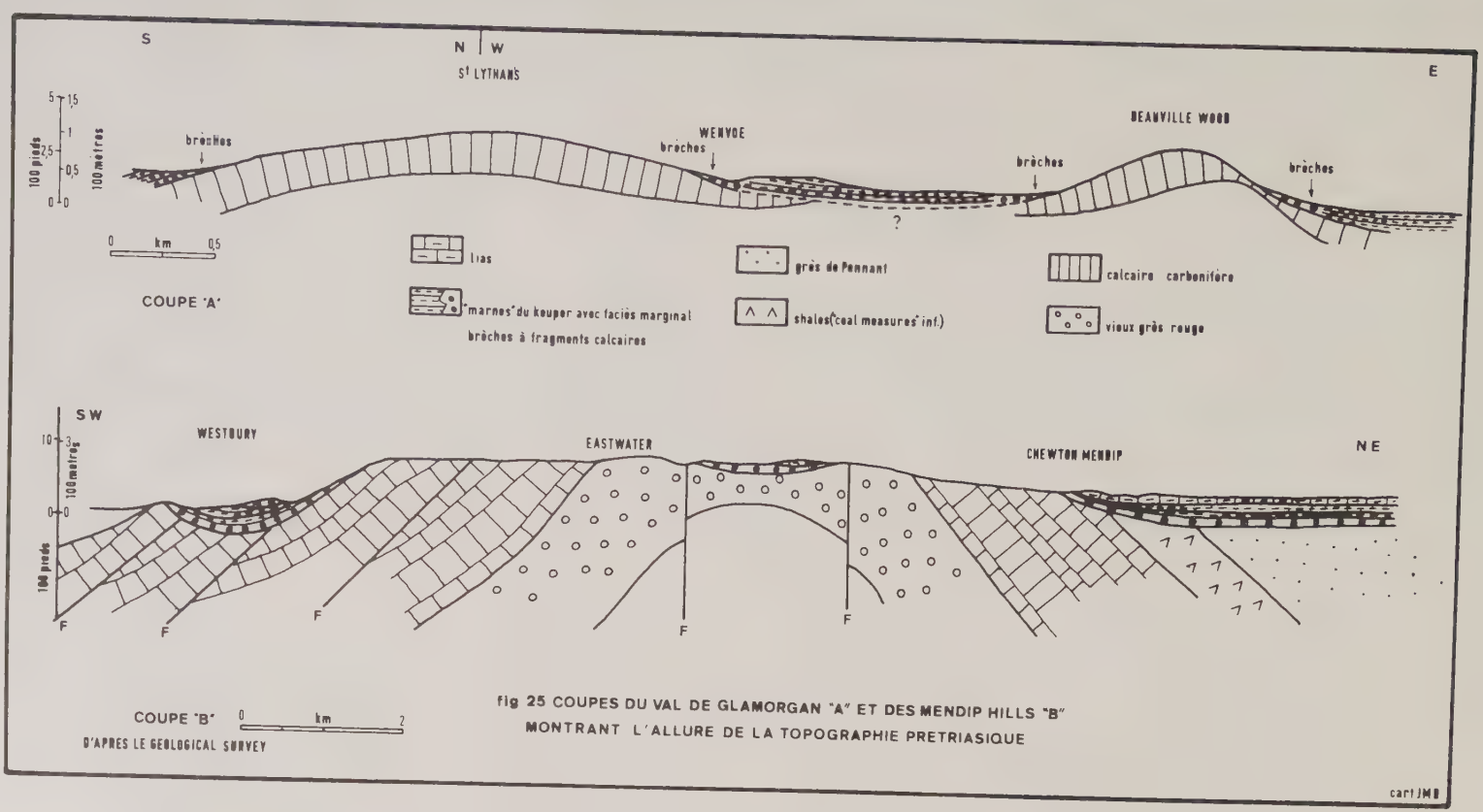


Fig 25 COUPES DU VAL DE GLAMORGAN "A" ET DES MENDIP HILLS "B"
MONTRANT L'ALLURE DE LA TOPOGRAPHIE PRETRIASIQUE

sous le climat qui régnait alors,ces escarpements gréseux étaient immunisés contre l'érosion? Cette hypothèse ne peut être retenue: tout près de là, entre Llanharan et Llantrisant,le même Grès de Pennant,abaissé par faille au pied de l'escarpement,a été arasé et recouvert en discordance par le Keuper à faciès de "marne" bigarrée ou de conglomérat calcaire (sondage de Garth Villas,ST 0269 8257,cité par A.Woodland et W.B.Evans,1964,p.235).Ce serait la preuve d'un recul notable de l'escarpement gréseux dans ce secteur s'il avait existé,mais dans ce cas on devrait en retrouver les débris dans les sédiments triasiques.Dans d'autres régions (Vale of Clwyd ou Midlands),de petits fragments ou des galets de grès westphalien sont corrélatifs d'une telle érosion.On a vu que le climat qui régnait au Trias n'était pas aride mais favorisait la désagrégation mécanique des roches cohérentes là où elles étaient soumises à une forte érosion,c'est à dire là où elles affleuraient sur des pentes assez raides.Or,dans le Vale of Glamorgan,la région des Mendips et de Bristol et au Sud de la Forest of Dean, le Keuper ne contient jamais de fragments ou de galets de grès westphaliens (1).Par contre,au contact du Vieux Grès Rouge ou du Millstone Grit et même des grès siluriens de la région de Cardiff,le Keuper présente souvent l'aspect de conglomérats dont les éléments dérivent en partie de ces roches,la grosse masse provenant cependant du calcaire carbonifère (Strahan et Cantrill,1902 et 1904).Lorsque le substrat pré-triasique est constitué des Coal Measures (Grès de Pennant ou shales),le Keuper continue à présenter son faciès de marnes rouges à grains fins ou de conglomérats calcaires.Au Nord de Bristol,les shales des Coal Measures sont profondément altérés sur plus de 9m d'épaisseur,sous les "marnes" du Trias.

---

(1) Une exception est observée au Nord des Mendips,près de Chelwood (NG: 645 620,carte géologique n°280,Wells): la base du Keuper,en contact avec les Grès de Pennant,présente des lits conglomératiques dont les galets proviennent en grande partie de ces grès (C.Green et F.Welch,1965,p.74).

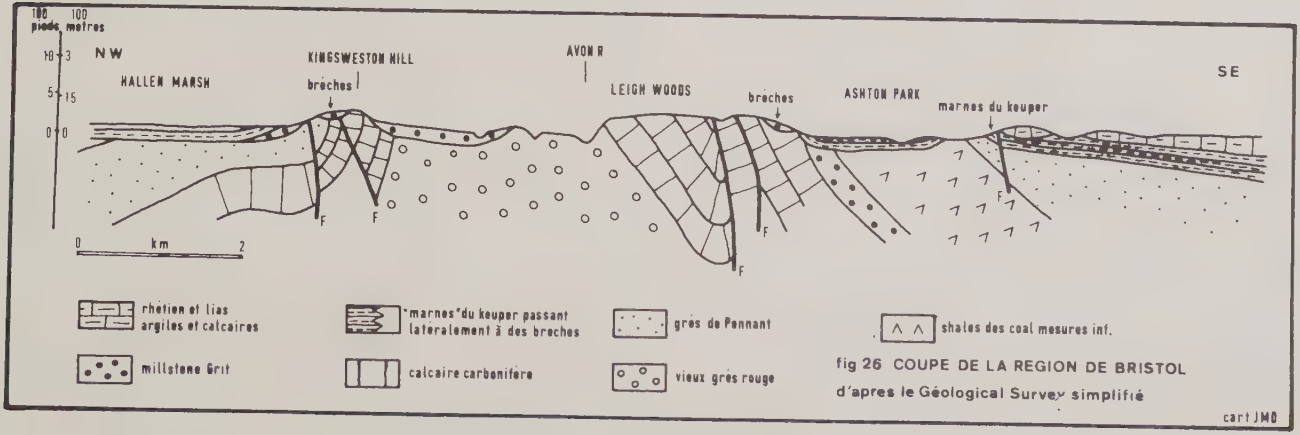


fig 26 COUPE DE LA REGION DE BRISTOL
d'apres le Géological Survey simplifié

cart JMB

Tout ceci doit être interprété dans son contexte paléogéographique en tenant compte de l'allure de la topographie pré-triasique: cette dernière, loin de correspondre à une surface d'érosion tronquant uniformément toutes les couches antérieures,était au contraire très accidentée (cf.infra,p. 122). Les calcaires carbonifères émergeaient systématiquement.Les grès quartzeux du Vieux Grès Rouge et secondairement du Millstone Grit formaient également des collines plus ou moins vigoureuses.Dans les zones de piedmont,les grès et shales du Houiller étaient arasés.Dans ces conditions,l'érosion fluviatile puissante et la désagrégation mécanique qui s'excerçaient sur les versants de calcaire ou de grès quartzeux,fournissaient une masse de débris grossiers qui allaient s'entasser dans les dépressions voisines et recouvraient les roches préalablement mises en creux par érosion différentielle (fig 25 et 26).Cette topographie s'est mise en place entre le Westphalien et le Trias,sous des systèmes morphoclimatiques variés,puisque des phases d'altération chimique assez poussée au Carbonifère supérieur,ont été suivies d'une période beaucoup plus aride,au Permien.

D'après ce qui précède,pour que les grès ou les shales westphaliens donnent de beaux escarpements au Trias,il aurait fallu que ceux-ci soient liés à une tectonique de faille active ou suffisamment récente pour que l'érosion différentielle n'ait pas encore oblitéré leurs effets topographiques.C'était sans doute le cas de la bordure occidentale du Vale of Clwyd et du secteur de Chelwood,au Nord des Mendip Hills.Par contre,pour la limite méridionale du Bassin Houiller,cette explication n'est pas valable: s'il s'était agi d'un escarpement de faille nouvellement créé,l'érosion triasique s'y serait attaquée

et aurait accumulé à son pied des débris grossiers.*Puisque cet escarpement de Grès de Pennant ne peut être,ni une forme d'érosion différentielle,ni un escarpement de faille pré-triasique,une seule hypothèse reste valable: il n'existait pas encore au Keuper et la disposition actuelle des sédiments mésozoïques, redressés contre le versant gréseux,résulte d'une déformation récente de la surface pré-triasique.*

La reconstitution des paléocourants responsables de la sédimentation triasique du Vale of Glamorgan ne fait que confirmer cette idée (Bluck,1965). C'est une sédimentation marginale,d'origine essentiellement locale,très nettement influencée par la topographie existante: les courants divergent des collines calcaires,avec une prédominance vers l'Ouest,en fonction sans doute,d'une pente générale dans cette direction.On ne voit pas de paléocourants d'axe méridien,descendant de l'escarpement de Grès de Pennant vers le Sud.

A partir de l'étude pétrographique des "marnes" et conglomérats du Keuper du Vale of Glamorgan,C.Crampton arrive à des résultats identiques (1960): provenance presque exclusive du calcaire carbonifère,du Vieux Grès Rouge et du Millstone Grit,avec secondairement un apport d'origine lointaine,méridionale: des minéraux lourds (staurotide,kyanite,topaze,hornblende,hypersthène, dumortiérite) indiquent,en effet,une source granitique ou métamorphique (SW de l'Angleterre ou masse armoricaine plus méridionale).Ainsi,au Keuper,le bassin de sédimentation du Vale of Glamorgan et de la région des Mendips,se situait en marge,sans être totalement indépendant du grand écoulement méridien qui se déversait dans les Midlands.*Le Bassin Houiller Sud-Gallois était alors au même niveau,ou légèrement en aval,par rapport au Vale of Glamorgan,*si bien que les limites septentrionales de la sédimentation triasique ne coïncidaient

certainement pas avec l'actuel escarpement de Grès de Pennant: dans cette disposition,il n'y a pas de rupture avec le Westphalien supérieur où les paléocourants étaient déjà dirigés vers le Nord.

Pour le Vale of Glamorgan,l'hypothèse d'une érosion de plusieurs milliers de mètres de sédiments carbonifères avant le Keuper (T.R.Owen évalue l'épaisseur disparue à 3000m dans le secteur de Cowbridge) est excessive: il serait étonnant qu'on ne retrouve nulle part les sédiments corrélatifs d'une érosion aussi considérable,ni dans le Canal de Bristol,ni dans les Midlands(1). Il faudrait supposer que toute la phase migratrice de la pédogénèse ait été évacuée en solution jusqu'à la mer.Ce type d'érosion est exclu pour le Permo-Trias et il n'a pas pu être exclusif au Carbonifère supérieur,d'après ce que l'on sait de la nature des sédiments contemporains.Ces remarques confirment ce qui a été dit plus haut (p.65) sur les limites spatiales de la sédimentation westphalienne dans le Sud du Pays-de-Galles.Dans cette région,comme dans celle des Mendips,*entre le Westphalien supérieur et le Trias,les effets de l'érosion ne se sont pas traduits par l'enlèvement d'une grande épaisseur de sédiments mais par une action différentielle,mettant en creux les shales et grès du Houiller par rapport aux calcaires et aux grès quartzeux.*C'est plus au Sud (Cornouailles,Devon,région de la Manche et Massif Armoricain) que des masses énormes de matériel ont été évacuées par l'érosion,sans doute,en raison d'une énergie de relief plus importante.

---

(1) Les études géophysiques menées par le "National Institute of Oceanography" l'University College of London et l'Université de Bristol,puis par l'"University College of Swansea" et l'"Institute of Geological Sciences" ont permis de repérer dans le Sud du Canal de Bristol,une épaisse succession mésozoïque (1600m environ) qui serait essentiellement jurassique (M.Broooks et M.Thompson, 1973).Le Trias n'aurait que 230m d'épaisseur au maximum (Donovan,Lloyd et Stride,1971).

BAIE DE CARDIGAN ET CANAL ST GEORGE

La nature pétrographique des sédiments mésozoïques n'y est pas connue sauf en baie de Tremadoc où *le sondage de Mochras* a traversé 32m de Trias supérieur dont une quinzaine de mètres appartenant au Nouveau Grès Rouge (G. Warrington,1971).De l'étude pétrographique précise du sondage,on peut tirer les conclusions suivantes,quant à l'origine du matériel (R.Harrison,1971):

- A la base,dominent les sédiments terrigènes fins,cimentés de calcite.Plus haut,c'est une formation carbonatée d'origine chimique plus que détritique,où la dolomite est souvent prépondérante,marquant le passage à un environnement marin.La sédimentation terrigène indique un milieu peu turbulent,oxydant,envahi périodiquement par des épandages de graviers pouvant atteindre 4cm de long.

- Les petits fragments de roche repérés à certains niveaux de la série terrigène sont généralement anguleux et mal classés.Ils proviennent de sources variées:roches ignées (spilites,rhyolites,ignimbrites),métamorphiques,sédimentaires (grès argileux,siltstones,mudstones,calcaire oolithique).Les carbonates d'origine détritique sont toujours très importants.Harrison considère que tout ce stock pouvait provenir du Nord du Pays-de-Galles où affleurent le calcaire carbonifère,le Vieux Grès Rouge,les roches volcaniques ordoviciennes et le socle monien du Précambrien.Cependant,pour la plupart des types pétrographiques concernés,les affleurements les plus proches de Mochras sont à 40-60 km de distance,au NW de la presqu'île de Lleyn et à Anglesey,alors que les sédiments locaux du Cambrien inférieur qui forment le dôme de Harlech sont apparemment absents du Nouveau Grès Rouge de Mochras.Il est peu probable que des agrégats oolithiques du Calcaire Carbonifère aient pu être transportés

sur une distance de 40 à 60 km sans être détruits (Wood et Woodland,1971,p.7). Il est plus vraisemblable de supposer que le calcaire carbonifère affleurait, alors,beaucoup plus près de Mochras et que les sédiments cambriens du Harlech Dome n'étaient pas soumis à l'érosion,soit parce qu'ils n'étaient pas exposés, soit parce que cette région était topographiquement en creux.Il n'est pas possible d'être plus précis,tant qu'on ignore la direction des paléocourants du Nouveau Grès Rouge de la baie de Tremadoc.

Rien ne prouve que la masse du Pays-de-Galles central et septentrional ait été la source principale des sédiments triasiques de la baie de Tremadoc.Tant que l'étude pétrographique des milliers de mètres de sédiments repérés dans la baie de Cardigan n'aura pas été entreprise,la paléogéographie de la façade occidentale du Pays-de-Galles au Trias restera incertaine.

°.°

Les longs développements qui précèdent sur l'origine du Nouveau Grès Rouge peuvent paraître fastidieux.Ils nous ont paru néanmoins nécessaires car la conclusion est importante: *les cartes paléogéographiques classiques relatives au Nouveau Grès Rouge doivent être révisées*.La disposition actuelle des bassins de sédimentation triasique,à la périphérie du Massif Gallois ne reflète pas l'environnement géographique originel.Sur ses marges septentrio-

nales,orientales et méridionales,les limites actuelles des affleurements triasiques sont certainement très en retrait par rapport au stade initial et les courants de sédimentation n'indiquent pas de hautes terres proches,à l'emplacement du Massif Gallois,sauf,très localement,dans le Shropshire,où des collines émergeaient çà et là.Si le Pays-de-Galles a fourni quelque chose,ce ne peut être que sur sa marge occidentale,où l'origine de l'épaisse séquence mésozoïque de la baie de Cardigan reste inconnue.Cependant si de hauts reliefs ont existé à l'Ouest du Pays-de-Galles,on conçoit difficilement qu'ils n'aient pas alimenté aussi les bassins orientaux.Cela supposerait une dissymétrie vraiment totale du drainage des deux façades que rien ne semble justifier, d'autant que des collines assez modestes de calcaire carbonifère ou de roches précambriennes fournissaient ailleurs de gros débris.

La paléogéographie du Nouveau Grès Rouge se caractérise par quelques régions de forte énergie de relief,toutes situées à l'extérieur du Massif Gallois: au NNW de la mer d'Irlande,à l'ESE des Midlands,au SW de l'Angleterre et en Manche occidentale,ainsi que probablement à l'Ouest et NW de la baie de Cardigan (1).

°°°

(1) Les études géophysiques en baie de Cardigan suggèrent l'existence d'une zone de hautes terres prolongeant vers le SW la presqu'île de Lleyn et Anglesey (Blundell,Davey et Graves,1971).

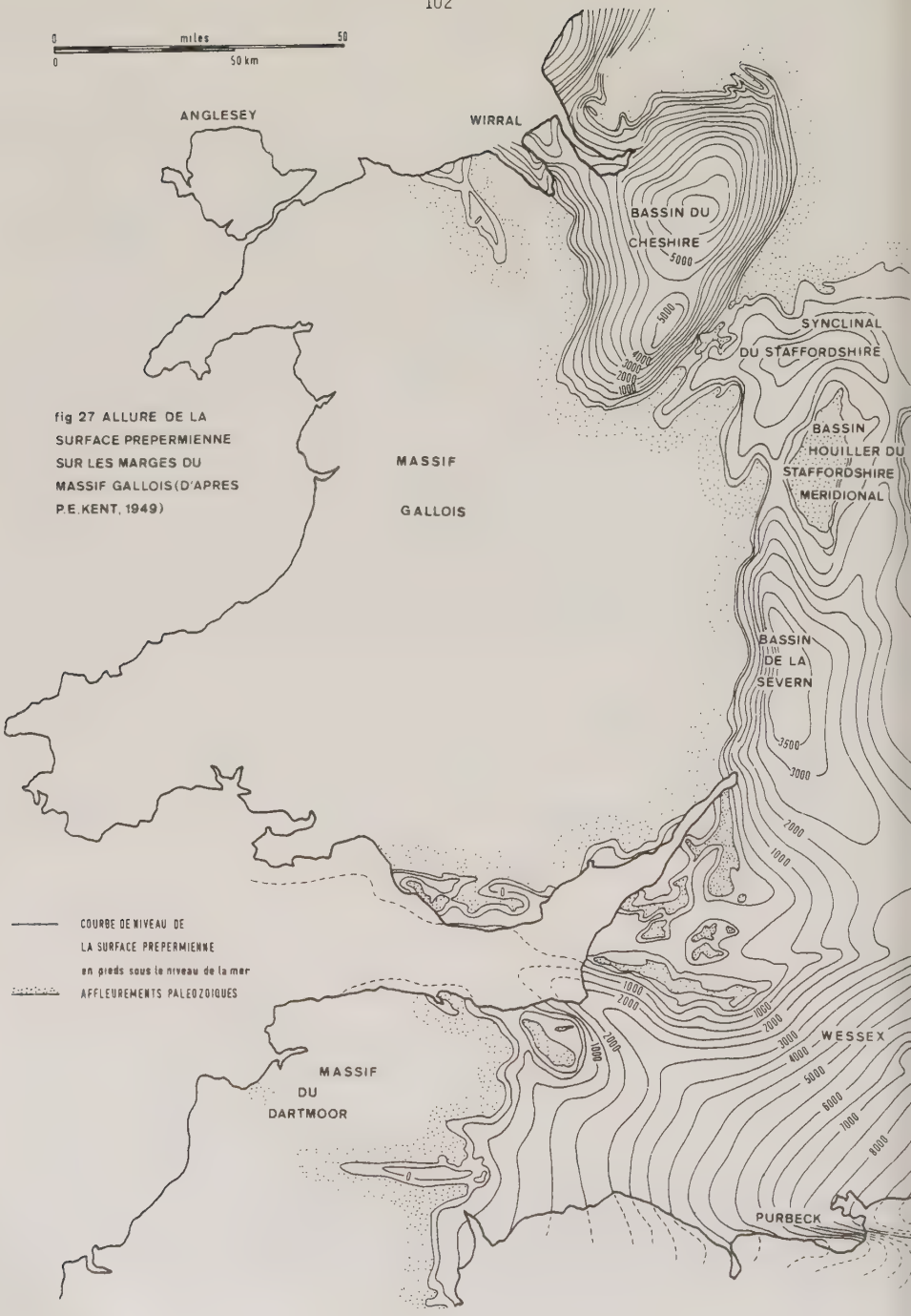


fig 27 ALLURE DE LA SURFACE PREPERMIENNE SUR LES MARGES DU MASSIF GALLOIS (D'APRES P.E. KENT, 1949)

3) LA TOPOGRAPHIE PRÉTRIASIQUE: UN RÔLE MODESTE DANS LE RELIEF ACTUEL.

Cette question peut se concevoir à deux échelles différentes selon que sont considérés les contours d'ensemble ou la topographie de détail,c'est à dire le modelé du substrat prétriasique.

a) Des bassins sédimentaires beaucoup plus étendus que les affleurements actuels.

Leur reconstitution,à partir des épaisseurs actuelles du Permo-Trias, est très délicate,puisque celles-ci ne correspondent pas forcément à la situation initiale: les phases ultérieures d'érosion ont pu les modifier considérablement depuis l'époque de la sédimentation.Or cette évolution est loin d'être toujours bien connue,par suite de l'absence de sédiments post-triasiques.

La carte établie par P.E.Kent (1949) (fig.27) pour l'Angleterre et le Pays-de-Galles,montrant l'allure générale de la surface pré-permienne doit donc être utilisée avec beaucoup de prudence.Construite à partir des données actuelles,elle ne donne pas une image de la géographie originelle des bassins sédimentaires permo-triasiques,mais une déformation de celle-ci résultant des effets cumulés de tout ce qui s'est passé après le Trias.Pour apprécier ces modifications éventuelles,il est indispensable de tenir compte des faciès et du milieu de sédimentation.

Le Nouveau Grès Rouge s'étant déposé à l'air libre ou sous une mince pellicule d'eau,les grandes épaisseurs observées localement impliquent une subsidence particulièrement rapide (Cheshire méridional,baie de Cardigan, Worcestershire...).Ces sédiments sont déformés par des mouvements à grand ou à moyen rayon de courbure ou par des dislocations verticales de forte ampleur.Dans quelle mesure cette tectonique est-elle contemporaine de la sédimentation ou postérieure?

a.1) Vale of Clwyd.

Ce graben se situe à l'emplacement d'un anticlinal prê-Carbonifère. L'inversion tectonique a dû s'amorcer dès le Carbonifère.Au Bunter inférieur, la subsidence fut assez importante puisqu'on évalue les épaisseurs du "drift" et des "Lower Mottled Sandstones" à 220-300m.A Foryd (NG: SH 993 806),un sondage aurait atteint la base du Trias à 150m de profondeur (Wilson,1959).Les failles bordières sont continues à l'Est,en échelon à l'Ouest.A l'Est,leur rejet est important (de l'ordre de 600m) mais *cette tectonique est essentiellement post-triasique:* en effet,le Bunter n'y recèle aucun élément provenant des schistes siluriens qui sont là en contact anormal avec lui et dominent le plancher du vale par des escarpements vigoureux.*Vraisemblablement,le Vale of Clwyd formait alors un unique bassin avec celui du Wirral et du Cheshire, de l'autre côté des Clwydian Range,*où le faciès des Lower Mottled Sandstones est identique.

Sur la bordure occidentale du Vale,le Trias n'entre directement en contact qu'avec le calcaire carbonifère et les Coal Measures inférieures. Selon les secteurs,il y a recouvrement simple ou contact par failles norma-

les de rejet assez modeste en général,mais pouvant parfois atteindre 200m.Ces failles sont orientées SW-NE et disposées en échelon.Dans le premier cas,on retrouve des débris du substrat local dans le Bunter: Coal Measures,shales siluriens (Wedd,Smith et Wills,1927; Wedd et King,1924).Le morcellement actuel en deux bassins principaux séparés par un seuil a pu être accentué par le jeu des failles en échelon de la bordure Ouest (Wilson,1959),mais les profondeurs très variables du substrat carbonifère reflètent cependant des différences locales dans le rythme de la subsidence (1).

*Le fossé tectonique du Vale of Clwyd,tel qu'il apparaît aujourd'hui, nettement limité par deux systèmes de failles,est né bien après le Bunter, très probablement,nous le verrons,au Tertiaire.*La zone de subsidence triasique n'était pas restreinte au Vale lui-même mais s'étendait jusqu'au Cheshire,"par dessus" les Clwydian Range qui recouvraient sans doute des sédiments carbonifères.Vers l'Ouest,par contre,la limite de sédimentation n'était pas très éloignée de l'actuelle bordure du Vale,si l'on en juge par la présence dans le Bunter,de fragments détritiques provenant du substrat immédiatement sous-jacent (Coal Measures inférieures) ou d'affleurements très proches (shales siluriens des Denbighshire Moors).

a.2) Bassins du Wirral-Cheshire et des Midlands.

Sur la côte orientale de l'estuaire de la Dee (NG:SJ 300 765,carte géologique n°96,Liverpool),une faille majeure NNW-SSE met en contact le Bunter et les Coal Measures moyennes (fig.28).Plus au Sud,par contre (cartes géologiques n°108,Flint ; n°121,Wrexham; n°137,Oswestry),le Bunter vient

(1) De nouvelles études géophysiques ont montré que les failles en échelon de la bordure Ouest du Vale se prolongent,sous le Vale,jusqu'à la grande faille orientale qui les dénivelle (F.A.Collar,1974).

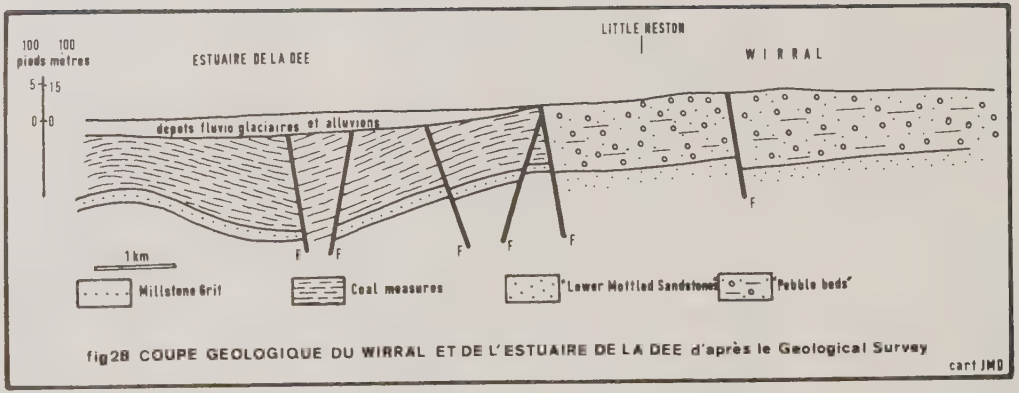


fig28 COUPE GEOLOGIQUE DU WIRRAL ET DE L'ESTUAIRE DE LA DEE d'après le Geological Survey

cart JMD

"normalement" recouvrir un substrat de plus en plus ancien du Nord vers le Sud,de l'estuaire de la Dee à la vallée de la Severn: Coal Measures,Namurien, Calcaire Carbonifère,Silurien.Là où le recouvrement est normal,rien ne s'oppose à ce que les limites originelles de sédimentation aient été localisées beaucoup plus à l'Ouest que l'actuelle.Les paléocourants ne sont jamais dirigés vers l'Est,les minéraux lourds et les galets n'indiquent nullement une provenance occidentale,les épaisseurs des sédiments s'accroissent vers l'Ouest sans que rien ne suggère la présence d'un escarpement proche.

La carte du toit du socle pré-permien établie par Kent montre que le bassin du Cheshire-Staffordshire s'allonge selon un axe SW-NE.Les profondeurs maximums du substrat s'observent près du flanc oriental du bassin où on a reconnu plus de 2600m de Nouveau Grès Rouge.Dans ce secteur,le Lias inférieur et moyen est lui-même conservé,à la faveur du synclinal de Prees (carte géologique n°138,Wem).Ce bassin sédimentaire est limité vers l'ESE par un système de failles dont la plus importante,celle de Wem,d'axe SW-NE, a un rejet de 1500m.Pour Poole et Whiteman (1966),toutes ces failles SW-NE sont essentiellement tertiaires,contrairement à la conception d'autres auteurs (par exemple Audley-Charles,1970) qui considèrent qu'elles étaient actives au Trias,en influençant la nature et l'épaisseur des sédiments du Keuper.Comme la faille de Wem dénivelle fortement le Lias et qu'une autre,de même orientation,recoupe un dyke de dolérite d'âge tertiaire à Acton Reynold (NG: 528 238),l'hypothèse de Poole et Whiteman paraît vraisemblable.

Le bassin du Cheshire est séparé de celui de Staffordshire par un seuil très nettement visible sur la carte de P.E.Kent: d'axe SW-NE,il se si-

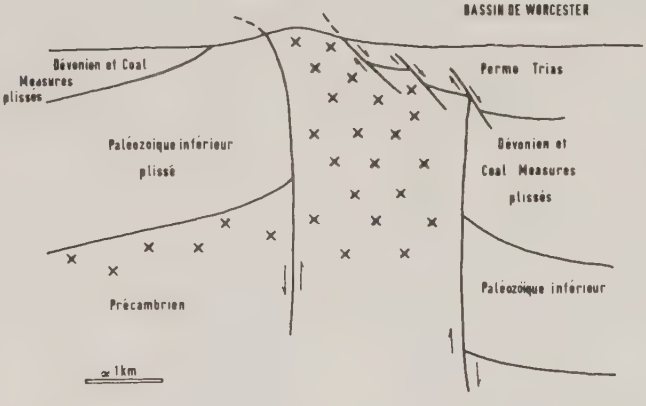


fig 29 SCHEMA DU HORST DES MALVERN HILLS (d'aprés Phipps et Reeve, 1969)

cart JMD

tue dans le prolongement de la faille de Church Stretton.Le Carbonifère supérieur y affleure en plusieurs endroits.Ce seuil,qui relie les hauteurs précambriennes du Long Mynd et du Wrekin au socle primaire des Pennines, semble déjà en place au Trias car les paléocourants du Nouveau Grès Rouge adoptent une direction orthogonale à ses abords.Le Wrekin émergeait alors du bassin de sédimentation.Dans quelle mesure ce seuil a-t-il été accentué par la tectonique post-triasique? Il est très difficile de le savoir en l'absence de sédiments plus récents.

Au SSE,les épaisseurs du Nouveau Grès Rouge sont beaucoup plus faibles,ne dépassant pas 600m.Elles diminuent très nettement aux abords de la Plate-Forme de Londres qui affleurait pendant toute cette période.Par contre, elles augmentent sur les marges galloises.

Le bassin de Worcester,relié au précédent par d'étroits couloirs, s'allonge du Sud vers le Nord,entre les Malverns et la Plate-Forme de Londres,selon une orientation conforme à celle des paléocourants triasiques.Les profondeurs maximums du substrat sont proches du flanc oriental des Malverns, tandis que la séquence s'amincit considérablement vers l'Est et vers le Sud.Dans le Vale of Gloucester,entre la Severn et la Forest of Dean,le Keuper repose directement sur les différentes couches du Paléozoïque,tandis que le Bunter disparaît complètement au Sud de l'estuaire de la Severn (carte géologique n°234,Gloucester).Pour Phipps et Reeve (1969),le horst des Malverns,soulevé à la fin du Carbonifère,constituait la limite occidentale du bassin de sédimentation triasique.Celle-ci a reculé peu à peu vers l'Ouest, au fur et à mesure que se formait un gradin de failles normales (fig.29).A

deux miles à l'Est des Malverns,le Trias atteindrait 900m d'épaisseur,sur 1500 à 1800m de Paléozoïque supérieur (Cook et Thirlaway,1955; Phipps et Reeve,1969) (1).Une faille majeure de regard Est,sub-parallèle à la faille occidentale des Malverns et de même âge qu'elle (Carbonifère Supérieur ?) se trouve probablement cachée sous la couverture triasique,entre Worcester et l'actuel rebord des Malverns.Comme toujours,l'existence éventuelle de rejeux tertiaires,difficiles à évaluer en l'absence d'arguments géologiques, doit être appréciée en fonction des données morphologiques.

A la lumière de ce qui a été dit précédemment sur l'origine du Nouveau Grès Rouge,les conclusions de Phipps et Reeve paraissent discutables quant à la limite occidentale du bassin de sédimentation: le seul fait certain est que *l'éperon précambrien des Malverns émergeait au Keuper* et alimentait,sur son versant oriental,des brèches constituées de fragments anguleux atteignant 7cm de long (Robertson,1926).Par contre,*l'absence de Trias à l'Ouest des Malverns n'est pas une preuve suffisante de sa non-sédimentation: elle peut résulter de l'érosion ultérieure,rendue plus active à l'Ouest des Malverns,par suite du jeu de la tectonique tertiaire* (Cf.2ème Partie). Il est néanmoins probable que la subsidence fut plus continue et beaucoup plus importante à l'Est des Malverns,dont l'axe a constitué un accident structural majeur dès le Carbonifère inférieur.*L'image d'un étroit graben d'orientation méridienne,coincé entre les Malverns et les "Mercian Highlands" et canalisant les épandages fluviatiles issus des régions méridionales,telle qu'elle est représentée sur la plupart des cartes paléogéographiques est une déformation de la réalité* qui ne tient pas assez compte de l'évolution

(1) Hypothèses déduites des mesures de gravimétrie de l'Université de Cambridge (1947-1950).Les anomalies de Bouguer ne permettent pas de distinguer avec précision le Trias du Paléozoïque supérieur,dont on ne connaît pas parfaitement la densité.

morphologique post-triasique.

En conclusion,sur la bordure orientale du Massif Gallois,*les bassins aujourd'hui bien circonscrits,le plus souvent par des failles de rejet important,ne sont que les éléments résiduels d'une zone de sédimentation beaucoup plus étendue,en particulier vers le Massif Gallois*.La conservation des sédiments triasiques dans tel ou tel secteur a dépendu non seulement de l'ampleur de la subsidence au cours même de l'accumulation,mais aussi de la vigueur de l'érosion ultérieure,qui fut fonction de l'évolution post-triasique.

a.3) Bassins de la baie de Cardigan et du Canal St George.

La connaissance que nous en avons est tirée des campagnes de géophysique en mer,complétées par quelques sondages sous-marins et deux sondages profonds le long de la côte,à Llanbedr (près de la ferme de Mochras) et à Tonfanau (Blundell et al.,1971; Dobson et al.,1973; I.Penn et C.Evans,1976).

Deux bassins sédimentaires distincts s'allongent du SW au NE,au large des côtes galloises.Ils sont séparés par une charnière de socle appelée "St Tudwal's Arch",qui prolonge vers le Sud la plate-forme de Lleyn (voir la fig.125).La subsidence s'est amorcée dès le Permo-Trias,alors que la presqu'île de Lleyn et la Cordillère de la mer d'Irlande ("Irish Sea Geanticline") restaient émergées.

La bordure SE du bassin de Cardigan coïncide avec une faille majeure qui n'est autre que le prolongement de la faille de Bala,accident structural ancien dont l'importance a déjà été soulignée (cf.Chapitre 1).Cette

faille met en contact la Paléozoïque inférieur de la plate-forme galloise avec une épaisse série jurassique,liasique et permo-triasique.

Dans le Canal St George,l'épaisseur maximum de la série mésozoïque (Permo-Trias,Lias,Jurassique moyen et supérieur,Crétacé supérieur?) est évaluée à 6000m.Vers le SSE,cette épaisse série mésozoïque est en contact avec le Paléozoïque inférieur du Massif Gallois par un système de failles en gradin de regard NW,en relation avec l'accident de Bala,et dont le rejet atteint plusieurs milliers de mètres.

La dissymétrie transversale des deux bassins,plus profonds sur leurs bordures Est et SE,peut-être esquissée au Trias,fut considérablement accentuée ensuite,parfois jusqu'au Cénozoïque supérieur par le jeu du système de failles de Bala.*Le dessin définitif des bassins résulte,pour l'essentiel de la réactivation,au Tertiaire,de vieilles charnières structurales héritées du Paléozoïque inférieur* (voir infra p.549).

a.4) Bordure méridionale du Massif Gallois.

Contrairement aux autres bassins,souvent bien circonscrits,que nous venons de voir,il s'agit ici d'*une sédimentation marginale,peu épaisse, dans un milieu faiblement subsident*.Le Bunter est partout absent,sauf peut-être à grande profondeur: il ne réapparaît qu'au NE dans le Vale of Gloucester et au SW des Mendips,dans le bassin du Somerset.Au Nord des Mendips, l'épaisseur actuelle du Keuper varie de 45m à l'Est,à 120m à l'Ouest,atteignant exceptionnellement 200m sur le flanc occidental des Mendips.

Dans le Sud du Canal de Bristol,les données géophysiques indiquent une épaisseur maximum de 230m pour le Trias qui s'amincit fortement vers le Nord.Sur la rive septentrionale de l'estuaire de la Severn,le Keuper atteint rarement plus de 15m,contre une soixantaine de mètres sur la rive orientale.Près de Cardiff,le Nouveau Grès Rouge est épais localement de 150m mais il s'amincit rapidement vers l'Ouest du Vale of Glamorgan.Le faciès du matériel,ses caractéristiques sédimentologiques suggèrent un milieu faiblement subsident.

Le problème de l'extension de l'aire de sédimentation a déjà été évoqué à propos de l'escarpement méridional du Bassin Houiller.Nous avons vu que celui-ci n'existait pas encore et que le Nouveau Grès Rouge s'était déposé au Nord de cette limite.Le même raisonnement est valable pour le Sud et l'Est de la Forest of Dean dont la mise en relief est postérieure au Trias (cf.infra p.388).

Vers l'Ouest,à Gower et dans le Pembrokeshire méridional,il reste quelques lambeaux de matériel conglomératique rubéfié,datés du Trias par analogie de faciès avec le Nouveau Grès Rouge du Vale of Glamorgan.Celui de Port-Eynon (NG: SS 465 855),au Sud de Gower,est un conglomérat formé de galets subémoussés ou subanguleux de calcaire carbonifère,emballés dans une matrice fine rougeâtre,peu abondante,le tout étant cimenté par la calcite ou la dolomite.La matrice contient du quartz ,des feldspaths et une fraction argileuse composée uniquement d'illite-mica,à l'exclusion de la kaolinite (1).

---

(1) Analyse aux rayons X ,Laboratoire de Géographie Physique,L.A.141,C.N.R.S. Echantillon 71-171;

Les caractéristiques sédimentologiques sont très semblables à celles des brèches du Vale of Glamorgan étudiées par B.Bluck.Ce matériel,actuellement conservé dans l'axe d'un synclinal prétriasique,repose sur les shales namuriens ou le calcaire carbonifère.C'est un *lambeau en place d'un ancien épandage fluviatile* qui,autant par sa composition minéralogique que par son faciès,est remarquablement similaire au matériel triasique d'Ogmore ou de Sker Point,dans le Vale of Glamorgan.Il n'y a donc pas lieu de contester sa datation,malgré l'absence de fossiles.

Dans le Sud du Pembrokeshire,un matériel bréchique rougeâtre,plus ou moins grossier,a été signalé depuis longtemps (Dixon,1921) dans des fissures ou cavités du calcaire carbonifère,fortement plissé en synclinaux étroits à flancs raides,d'axes WNW-ESE,tel celui qui s'allonge de Pembroke à la baie de Lydstep (carte géologique n°245,Pembroke).Ce sont des formations difficiles à repérer sur le terrain,sauf le long de la côte Sud où elles sont tranchées en falaises verticales.Les géologues britanniques les désignent du terme général de "*gash-breccias*" et,depuis Dixon,les attribuent au Trias,malgré l'absence de fossiles.Il ne s'agit plus d'un lambeau résiduel en place comme à Port-Eynon mais de *matériel piégé dans des poches ou effondré sur place dans le calcaire.*

Sur un échantillon prélevé près de Lamphey (NG: SN 023 001),la composition minéralogique de la matrice s'est révélée très différente de celle de Port-Eynon,avec une fraction argileuse riche en kaolinite associée à l'illite et à la chlorite; les feldspaths sont absents (1).Certes,cela ne suffit pas à rejeter la datation triasique,bien que la kaolinite puisse difficilement être héritée des roches environnantes.Cependant,en l'absence de fossiles,l'âge de ce matériel est très douteux.

---

(1) Analyse aux Rayons X,L.A. 141,C.N.R.S. Echantillon 71-169.

Après avoir examiné sur le terrain puis analysé en laboratoire ces "gash-breccias",il nous semble qu'il faille *distinguer au moins deux types de formations,très différentes par leur origine,sinon par leur âge:*

- Les premières correspondent à des *brèches d'origine tectonique,*dont l'âge serait en rapport avec les deux principales phases orogéniques ayant affecté le calcaire carbonifère: armoricaine puis tertiaire (T.M.Thomas,1971). Thomas a montré que ces formations étaient étroitement liées aux zones d'intense fracturation du calcaire,là où les couches étaient particulièrement redressées,sur le flanc des synclinaux.Un pendage d'au moins 40° est nécessaire pour que se soient formées les brèches.Pour Thomas,celles-ci résultent d'un broyage tectonique du calcaire,le long des plans de stratification fortement redressés.Le phénomène se serait amorcé à grande profondeur,pendant l'orogénèse armoricaine.Thomas pense en effet que plus de 3700m de Carbonifère supérieur ont été enlevés par l'érosion avant la fin du Trias.

Les conclusions de T.Thomas,sur le *mécanisme* de formation des brèches correspondent parfaitement aux exemples spectaculaires que nous avons observés sur la côte au Sud de Broad Haven et dans la baie de Busslaughter où les blocs rocheux atteignent parfois la taille d'une maison.
Par contre,l'étude précise du matériel colmatant ces brèches suggère que, *pour l'essentiel,elles ont dû se mettre en place au Tertiaire,à la suite d'une instabilité tectonique ou d'une rupture d'équilibre par élargissement de fissures verticales sous l'action de la dissolution du calcaire* (cf.infra p.221).

Les "gash-breccias" du pembrokeshire méridional ne peuvent donc

pas être interprétées comme des formations résiduelles d'une ancienne couverture triasique,dont quelques éléments auraient été conservés dans le calcaire.

- A ce type de matériel,il faut opposer les formations *piégées dans des cavités karstiques préalablement créées.*

Dans le Vale of Glamorgan,elles sont bien connues; quelques unes ont été décrites par T.M.Thomas dans la région de Llanharry (Thomas,1952; 1968;1970).Le matériel de remplissage,généralement stratifié,plus ou moins limoneux ou sableux est *daté du Trias supérieur grâce à de nombreux fossiles de vertébrés* (K.Kermack,M.Kermack et F.Musset,1956; P.Robinson,1956). L'origine karstique des cavités est évidente; leur forme est adaptée au réseau de fissures.De beaux exemples sont visibles dans la vallée de l'Alun (carrières d'Ewenny,NG: SS 902 768),dans la région de Llanharry (carrière de Ruthin,NG: SS 975 795) et plus à l'Est,près de Caerwent (carrière de Cayo,NG:ST 443 910).Le matériel argilo-sableux piégé dans ces cavités possède les caractéristiques habituelles du Trias de ce secteur:*présence de feldspaths,illite-mica exclusive ou très nettement dominante,absence de kaolinite*.Le remplissage des cavités semble avoir bloqué définitivement le soutirage karstique car,lorsqu'une stratification apparaît,les lits ne sont pas déformés vers le bas,ou présentent tout au plus une très légère convexité qui ne s'accentue jamais de haut en bas (1).

Des formations d'apparence similaire existent à Gower et dans le

(1) Analyse aux rayons X , L.A. 141 ,C.N.R.S. Echantillons 72-149 et 69-7.

Pembrokeshire méridional;tout naturellement,elles ont été attribuées au Trias (Dixon,1921; T.N.George,1940 et 1970), avec les conséquences qui en résultent pour l'interprétation des plates-formes calcaires de ces régions. L'étude précise du matériel,replacé dans son contexte régional (cf.infra p.222) nous a conduit à une interprétation différente: il s'agit probablement d'un *remaniement de sols de type tropical,riches en kaolinite,qui n'ont pu se former au Permo-Trias mais bien plutôt sous les climats humides du Tertiaire.*

En conclusion,sur les marges méridionales du Massif Gallois,*la sédimentation keuper a certainement débordé au delà des affleurements résiduels actuels,à la fois vers le Nord en direction du Bassin Houiller,et vers l'Ouest,*comme le prouve le lambeau conglomératique de Port-Eynon.On ne peut être aussi affirmatif dans le cas du Pembrokeshire,puisqu'on n'y retrouve pas de formations datées avec certitude du Trias.Il semble bien que la quasi-totalité des "gash-breccias" soit un héritage du Tertiaire.

Cette étude des différents bassins sédimentaires triasiques situés autour du Pays-de-Galles aboutit finalement à des résultats convergents: *au Trias,le Massif Gallois n'était pas encore individualisé par rapport à des bassins nettement circonscrits,*tout au moins sur ses marges NW,NE,Est et SSE.*Rien ne laisse supposer l'existence de hautes terres soumises à l'érosion,à l'emplacement de l'actuel Pays-de-Galles.*

b) Un paysage d'inselbergs contrastant avec de vastes zones de piedmont.

Partout où la topographie prétriasique peut être reconstituée, elle apparaît très accidentée ou au moins très irrégulière.Il est évident, pourtant,que les premiers dépôts triasiques (Bunter ou Keuper selon les cas) ont été précédés par une période d'érosion consécutive au paroxysme de l'orogénie hercynienne,puisqu'ils sont nettement discordants sur le substrat paléozoïque.L'ampleur de cette phase d'érosion doit néanmoins être ramenée à de justes proportions: il faut *écarter l'hypothèse de plusieurs milliers de mètres de sédiments,carbonifères ou plus anciens,déblayés sur les marges méridionales du Pays-de-Galles,dans le Pembrokeshire et au Sud du Bassin Houiller.*Dans le Vale of Glamorgan,le Sud du Monmouthshire,la région de Bristol et des Mendips et sur la bordure centre-orientale du Massif Gallois,on connait de très nombreux cas où les premiers dépôts triasiques reposent sur des couches paléozoïques fortement tronquées par l'érosion (fig.25,26 et 30).

Cependant,ces discordances infra-triasiques,observées çà et là,ne correspondent absolument pas à une véritable surface d'aplanissement,l'équivalent de la surface post-hercynienne des auteurs continentaux (1): en effet,ces observations ponctuelles ou limitées à des secteurs étroitement localisés font illusion.En réalité,*la topographie prétriasique est nettement contrastée avec une opposition entre de vastes zones de piedmont et*

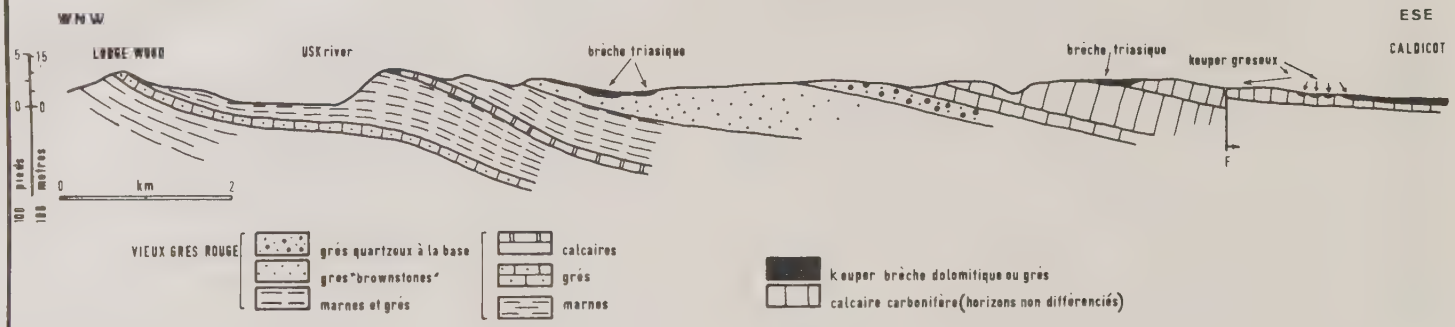
(1) Quelques cas de topographie différenciée,fossilisée par les sédiments mésozoïques,ont bien été décrits (cf.A.Guilcher,An.de Géographie,1949),mais la perfection de la surface post-hercynienne est un phénomène beaucoup plus général,en bordure des massifs hercyniens d'Europe continentale.

quelques collines,plus ou moins volumineuses,mais présentant toujours des versants raides se raccordant brutalement à leur soubassement.C'est un paysage d'inselbergs.

Le Wrekin,les Malverns,les Mendips et les collines calcaires de la région de Bristol et du Vale of Glamorgan en sont l'illustration la plus évidente (1).Partout où il est possible de la reconstituer,la pente des versants prétriasiques de ces reliefs résiduels est plus raide que celle des collines actuelles: c'est le cas,par exemple,du flanc Sud des Mendips où de nombreux sondages ont été réalisés.L'adoucissement relatif des versants s'explique en grande partie par l'évolution qu'ils ont subie au Trias. Sur des pentes dépassant 25 à 30°,l'écoulement se concentrait en profonds ravins entaillant aussi bien des roches très perméables comme les calcaires que les granophyres ou les rhyolit... du Wrekin.Au Nord des Mendips,la "Burrington Combe" s'encaisse de plus de IOOm dans les calcaires.Cette incision suppose que la charge des torrents dévalant ces ravins restait en deçà d'un certain seuil,de telle sorte que tout le matériel était évacué. Cette condition n'était plus réalisée lorsque se sont accumulés les conglomérats du Keuper ("Dolomitic Conglomerate"): à l'incision succède une phase d'accumulation massive masquant les ravins précédemment formés et enfouissant les versants sous leurs propres débris.Cela peut s'expliquer par une brutale augmentation de la charge résultant elle-même d'une désagrégation mécanique activée sur les versants,ou d'une diminution du débit des torrents.D'aprés ce que l'on sait de l'évolution climatique au Keuper,la première hypothèse semble la plus probable.Par suite de la rupture de pente

(1) En dehors des marges galloises,le relief de la Charnwood Forest en est un autre exemple célèbre.

fig 30 COUPE DE LA REGION DE NEWPORT(MONMOUTHSHIRE)



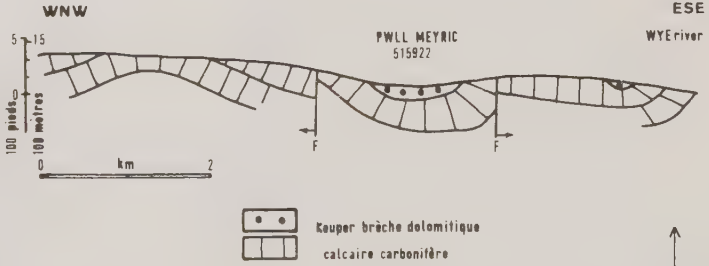
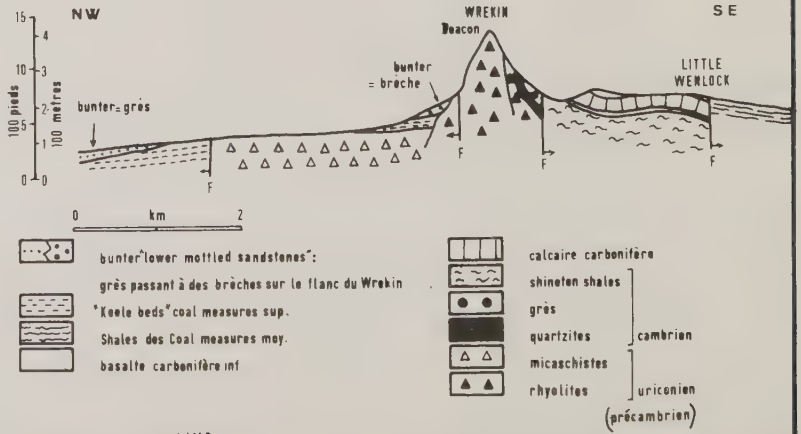


fig31COUPE DE LA REGION DE CHEPSTOW MONTRANT LA VALLEE PRETRIASIQUE DE PWLL MEYRIC

fig32 COUPE GEOLOGIQUE DU WREKIN



cart J.M.D

existant entre les versants et les piedmonts,la compétence des écoulements diminuait très rapidement vers l'aval,d'où la disposition des conglomérats en auréoles entourant les flancs des reliefs qui les nourrissaient.Le contact avec les sédiments fins des piedmonts est toujours très brutal.

Dans les zones de piedmont elles-mêmes,la topographie prétriasique était loin d'être uniforme, à l'image d'une véritable surface d'érosion indifférente à la lithologie et à la tectonique antérieure.De part et d'autre de l'estuaire de la Severn,on peut la reconstituer de façon assez précise grâce à de nombreuses carrières exploitant le calcaire carbonifère et quelques sondages (fig.31).Elle est caractérisée par *un relief irrégulier quoique peu énergique,accidenté de vallées encaissées d'une trentaine de mètres dans le substrat calcaire,* comme celle de Pwll Meyric,au SW de Chepstow (NG: vers ST 515 925).Elle a un profil transversal en U et ses versants sont fossilisés par les conglomérats du Keuper.

A l'Est de la Severn,le Nouveau Grès Rouge masque une topographie encore plus différenciée: la carrière d'Olveston (NG: ST 599 880) permet de voir comment le "Dolomitic Conglomerate" borde le flanc SW d'une étroite échine de calcaire qui n'apparaît plus dans le relief actuel.Plus au Sud, dans la région de Portishead-Clevedon,le Keuper repose sur une surface irrégulière de Vieux Grès Rouge.Sur le littoral du Vale of Glamorgan,près d'Ogmore,le spectacle est analogue sur un soubassement calcaire.

Dans les zones de sédimentation plus épaisse,les sondages confirment l'irrégularité du substrat: entre Llanharan et Lanelay (NG: vers ST 025 827),au pied de l'escarpement du Bassin Houiller,les brèches et silt-

stones calcaires du Keuper remplissent une fosse profonde de plus de 100m, accidentant la surface des Coal Measures.Grâce à des observations suffisamment rapprochées dans l'espace,on s'est aperçu qu'il s'agissait d'une cuvette fermée,étroitement localisée (A.Woodland et W.Evans,1964,p.233).D'autres exemples du même type ont été mis en évidence dans le Cheshire et le Wirral,où les variations très rapides de la profondeur du socle paléozoïque ne peuvent s'expliquer par la seule tectonique post-triasique.

La topographie infra-triasique était donc caractérisée par quelques inselbergs dominant de leurs flancs raides des piedmonts vallonnés, ondulés,creusés çà et là de cuvettes plus ou moins profondes et entaillés de vallées aux versants abrupts dans les calcaires.*A la fin du Keuper,le relief s'était sensiblement atténué,à la fois par érosion des inselbergs et par accumulation dans les piedmonts,mais il restait encore nettement différencié et fort éloigné d'une surface d'aplanissement très évoluée.*

c) Un modelé d'érosion différentielle très caractéristique.

La topographie accidentée qui vient d'être décrite était caractérisée par une certaine échelle de résistance que l'on peut reconstituer à partir d'observations faites là où on est sûr que le relief prétriasique est conservé,qu'il soit encore fossilisé par la couverture mésozoïque ou partiellement exhumé.

Il faut d'abord considérer le matériel constituant les inselbergs.

Presque toujours,ce sont essentiellement des formes d'érosion différentielle et non de simples horsts ou "monts",même si la tectonique,au départ, a contribué à la mise en relief.Dans le cas du Wrekin,par exemple,il est évident que la tectonique est responsable de l'affleurement de roches précambriennes ("Uriconian") le long d'un axe SW-NE qui a fonctionné à plusieurs reprises,dès le Cambrien au moins: les quartzites cambriens du flanc oriental contiennent des galets plus ou moins roulés de rhyolites uriconiennes (Pocock,Whitehead,Wedd,Robert,1938).Par contre,au Carbonifère supérieur ("Keele Beds" puis "Alberburry Breccia"),la sédimentation est uniforme de part et d'autre du Wrekin qui ne formait plus de barrière. Or,au Bunter ("Lower Mottled Sandstone"),celui-ci constituait à nouveau un relief résiduel: plaquée contre le flanc NW,se déposait une brèche dont les fragments de rhyolite,de tuf rhyolitique et de quartzite cambrien provenaient du Wrekin lui-même.Cette brèche recouvre les "Keele Beds" à son pied,puis passe vers le NW à des grès fins sans caillou (carrière de Bigwood,près de Longdon-upon-Tern,NG: SJ 620 158).

Cette sédimentation détritique très localisée prouve qu'avant le Bunter,l'érosion différentielle avait dégagé les rhyolites du Wrekin aux dépens du Carbonifère supérieur moins résistant (fig.32).

Les Malvern Hills,avec leurs gneiss et micaschistes précambriens, offrent un exemple assez voisin du précédent: elles se situent,également, le long d'un axe structural ancien qui s'est soulevé à plusieurs reprises. Bien que la part respective de la tectonique et de l'érosion différentielle soit plus difficile à évaluer,la résistance du socle métamorphique pré-

cambrien fut certainement l'un des facteurs de la mise en relief de ces collines,avant le Keuper: on a vu qu'à cette époque,des brèches d'érosion s'étaient formées sur leur flanc oriental dont le tracé ne coïncide pas avec un plan de faille (cf.Supra p. 90).

Sur les marges méridionales du Massif Gallois (régions de Bristol et des Mendips,Sud du Monmouthshire,Vale of Glamorgan),la reconstitution de la topographie prétriasique est facilitée par la minceur de la couverture mésozoïque dont les changements rapides de faciès reflètent ceux du milieu de sédimentation.Les "Dolomitic Conglomerates" du Keuper signalent la proximité de reliefs résiduels.Leur composition pétrographique étant dérivée directement de celle des inselbergs,on en déduit quelles étaient les roches les plus résistantes vis-à-vis de l'érosion prétriasique.

Une série de coupes géologiques suffit à montrer *la place particulière du Calcaire Carbonifère dans cette topographie: il était systématiquement en relief* par rapport aux shales du Dinantien inférieur ("Lower Limestone Shales") ou des "Coal Measures",ce qui est normal,mais aussi par rapport aux Grès de Pennant du Westphalien (fig.25 et 26).C'est très net dans le secteur de Chewton Mendip,au NE de Wells,où les brèches de calcaire carbonifère fossilisent le pied d'un ancien versant situé au contact du calcaire et des "Coal Measures" schisteuses ou gréseuses.

Au Nord du Vale of Glamorgan,le Keuper à faciès de siltstones calcaires recouvre également les terrains houillers,tandis que des inselbergs de calcaire ont alimenté de gros éboulis vite cimentés en brèches (fig.25 et 33).Le paysage était celui d'un "archipel" de collines calcai-

res émergeant d'un soubassement tronquant shales et grès du Westphalien. Le calcaire carbonifère était même plus résistant que le Vieux Grès Rouge dévonien,à faciès de grès plus ou moins riche en dragées de quartz,et à ciment siliceux: dans le Vale of Glamorgan,la répartition du "Dolomitic Conglomerate" montre clairement que,dans la topographie prétriasique,*les anticlinaux de Vieux Grès Rouge étaient attaqués en combes ou en "boutonnières,tandis que le calcaire carbonifère formait les points culminants* (fig.34).

Le même phénomène se reproduisait dans les Mendip Hills: aujourd'hui,le Vieux Grès Rouge y affleure en position souvent culminante,au cœur d'une série de dômes anticlinaux d'axe W-E.Or,ces grès dévoniens sont fréquemment recouverts d'une brèche triasique constituée de fragments de calcaire carbonifère.C'est la preuve qu'au Keuper,*des versants calcaires dominaient le cœur des anticlinaux grèseux,excavés en combes et servant de petits bassins de réception pour les débris de l'érosion* (fig.25).

Par rapport aux systèmes morphoclimatiques responsables de la topographie prétriasique,le calcaire carbonifère était la roche la plus résistante,tandis que les shales et certains grès,tels ceux de Pennant,se révélaient très fragiles.Les grès plus ou moins conglomératiques du Vieux Grès Rouge occupaient une situation intermédiaire: nettement moins résistants que le calcaire carbonifère,ils donnaient peut-être quelques rares reliefs résiduels,dans le Vale of Glamorgan,où,près de Cardiff,des brèches à fragments de quartzite et de grès reposent sur les "marnes" dévoniennes (carrière de Radyr,par exemple,NG: ST 140 794).Cependant,on ne peut exclu-

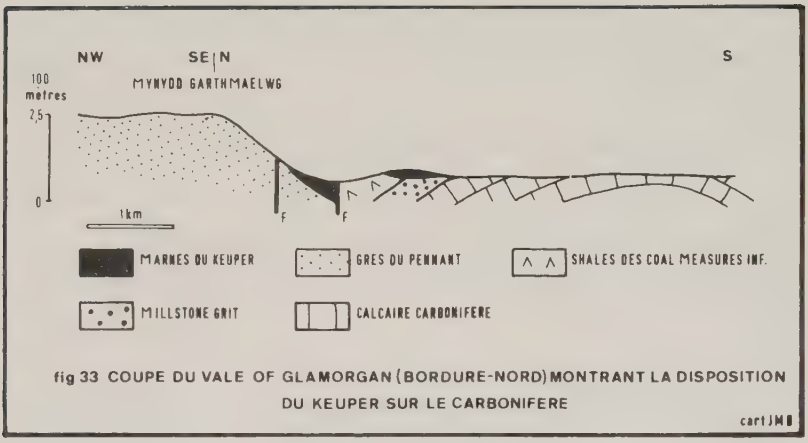


fig 33 COUPE DU VALE OF GLAMORGAN (BORDURE-NORD) MONTRANT LA DISPOSITION DU KEUPER SUR LE CARBONIFERE

cart JMB

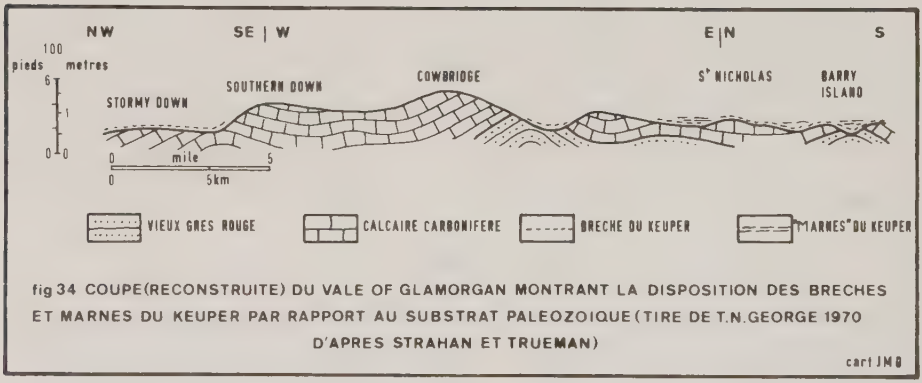


fig 34 COUPE (RECONSTRUITE) DU VALE OF GLAMORGAN MONTRANT LA DISPOSITION DES BRECHES ET MARNES DU KEUPER PAR RAPPORT AU SUBSTRAT PALEOZOIQUE (TIRE DE T.N.GEORGE 1970 D'APRES STRAHAN ET TRUEMAN)

cart JMB

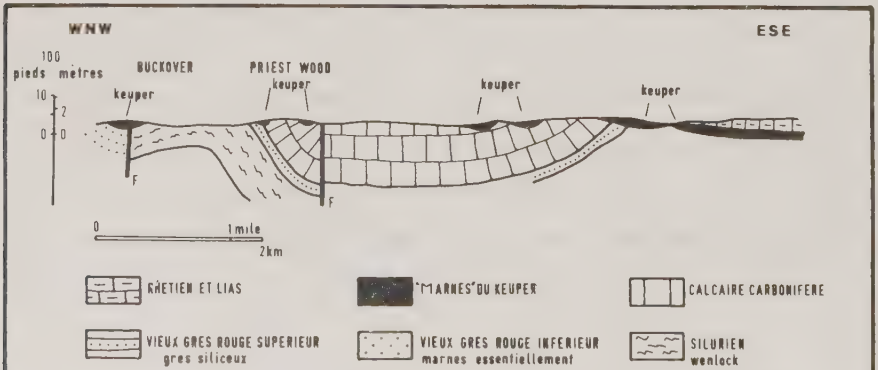


fig 35 COUPE PASSANT AU NORD EST DE BRISTOL MONTRANT L'ALLURE DE LA TOPOGRAPHIE PRETRIASIQUE

cart JMB

re qu'il s'agisse du remaniement de conglomérats préexistants (Strahan et Cantrill,1904,p.28 et 29),ne nécessitant pas un relief très accidenté.

Cette échelle de résistance,reconstituée empiriquement à partir de la position topographique respective des différentes roches,ne peut être expliquée sans tenir compte de l'évolution morphoclimatique antérieure au Keuper,ainsi que des caratéristiques physico-chimiques de la roche. L'intérêt de la méthode suivie est de permettre,*a posteriori*,de reconnaître éventuellement un héritage prétriasique dans une région présentant le même type de socle paléozoïque,mais n'ayant plus de couverture mesozoïque pour l'authentifier.C'est le cas à Gower ou dans le Sud du Pembrokeshire (cf.Infra,2ème Partie).

Le *comportement du calcaire carbonifère*,dans la topographie prétriasique mérite d'être étudié plus attentivement.Si,sur les bordures méridionales du Massif Gallois,il donnait la quasi totalité des reliefs culminants,dans les piedmonts,il avait été parfois tronqué au même niveau que des roches moins résistantes: en effet,lorsque les sédiments du Keuper ont scellé la topographie antérieure,les inselbergs correspondaient à des reliefs résiduels dont les versants avaient plus ou moins sensiblement reculé par rapport aux contacts lithologiques.Cette évolution était assez avancée dans le Sud du Monmouthshire (fig.30),au NW du Vale of Glamorgan (fig.34) et au NE de Bristol (fig.35).Le calcaire y porte une couverture de sédiments fins déposés loin d'éventuels escarpements.En position de piedmont,il avait été karstifié,comme en témoignent les cavités remplies par une matériel riche en fossiles du Keuper supérieur.Le karst est anté-

rieur au remplissage,car celui-ci n'a pas été déformé,comme se serait le cas si le soutirage s'était poursuivi.La fine stratification de beaucoup de ces dépôts indique un piégeage dans une poche déjà existante.La formation de ce karst se place donc après la dénudation du calcaire et avant le Keuper.Au Sud du Monmouthshire,Dixon (1921) a signalé,dans les carrières d'Ifton (NG: ST 464 885),des poches remplies d'un matériel stratifié où alternent grès quartzitiques et shales.Une grande tige de Lepidophloios, en position de croissance,a permis à cet auteur d'y voir des sédiments du Millstone Grit piégés dans des cavités contemporaines de la phase de dénudation prénamurienne: chaque fois que le climat s'y prêtait et qu'il affleurait à nu ou n'était recouvert que par une mince couverture perméable,le calcaire carbonifère subissait une karstification poussée.

On ne trouve jamais de poches karstiques contenant des débris de Coal Measures.C'est un argument supplémentaire pour douter de l'existence d'une épaisse sédimentation westphalienne dans le Vale of Glamorgan ou le Sud du Monmouthshire.Le Karst que le Trias a fossilisé a donc pu s'amorcer dès le Carbonifère supérieur,tandis que les climats plus arides du Permo-Trias étaient peu favorables à la dissolution du calcaire.

Fréquemment associés au calcaire carbonifère,des dépôts d'*hématite* étaient autrefois exploités dans le Vale of Glamorgan et la Forest of Dean.La seule mine encore en activité se trouve à Llanharry (fig.36).Le minerai de fer est en fait un hydroxyde ferrique complexe composé d'un mélange de turgite,de gœthite,d'hydrogœthite et de limonite.L'hématite proprement dite est subordonnée (Sibly et Lloyd,1927).

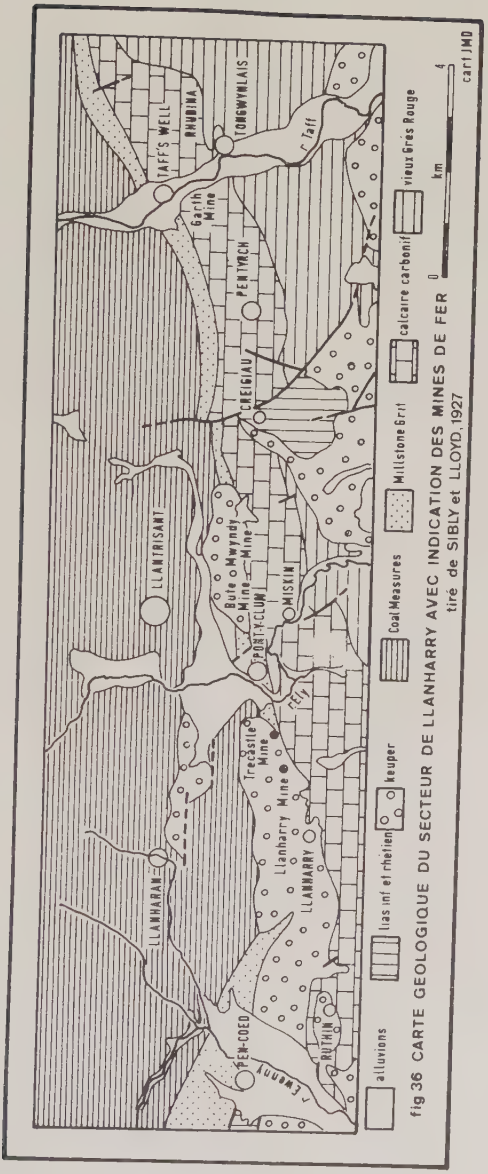


fig 36 CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE LLANHARRY AVEC INDICATION DES MINES DE FER
tiré de SIBLY et LLOYD, 1927

L'origine de l'hématite reste très problématique.Dans certains cas,elle paraît contemporaine de la sédimentation: l'oxyde de fer est finement disséminé dans la matrice ou comble les canaux et tubes des organismes dont les squelettes de calcite ou de dolomite sont par ailleurs intacts (J.Greensmith,1971,p.287).Pour M.Williams,qui a étudié la mine de Llanharry (1958),l'explication est différente: l'origine de l'hématite serait hydrothermale et contemporaine de la tectonique tertiaire (1).Dans l'une ou l'autre hypothèse,ce type de dépôt n'a pas de signification géomorphologique.

Il n'en est pas de même lorsque le minerai est concentré le long des joints de stratification et des diaclases ou sur les parois de cavités karstiques,et que l'on observe un enrichissement progressif de bas en haut.Il semble provenir,alors,de solutions ferrugineuses descendues de la surface et résulter du remplacement de cristaux de calcite et surtout de dolomite.Ce processus paraît conforme à ce que l'on voit dans le "Main Limestone" affleurant entre Garth Wood (NG:ST 120 825) et Rudry (NG: ST 195 865) ou dans la Forest of Dean (Sibly,1927; R.Gayer et J.Head,1971). La dissolution du calcaire sous l'action des solutions ferrugineuses serait simultanée à la précipitation de l'oxyde de fer.

Les gisements les plus remarquables sont ceux des *Scowles* de la Forest of Dean.Ce terme désigne des labyrinthes de galeries naturelles creusées dans le calcaire.On les suit à des profondeurs variables,d'autant plus fortes que le pendage des couches est plus accentué (Dreghorn, 1968,p.135-147).A l'origine,ces galeries étaient tapissées de cristaux d'hématite,mais l'exploitation du minerai,commencée dès l'Antiquité,a été si complète qu'il ne reste le plus souvent que des parois calcaires nues.

(1) Explication rejetée par Gayer et Criddle (1970).

L'origine première du fer est controversée (cf.Trotter,1942,p.75-77).Pour les uns (O.T.Jones,1931),il proviendrait des Coal Measures (pyrite des shales et sidérose des "clay-ironstones"); pour les autres,des oxydes de fer du Trias (Sibly,1927).Cette seconde hypothèse implique qu'une couverture triasique suffisamment épaisse ait fossilisé la Forest of Dean. Or,là où cette couverture existe,les gisements d'hématite disparaissent. Parmi les schémas proposés,beaucoup ne tiennent pas compte du cadre morphoclimatique et paléogéographique.C'est le cas de ceux de Trotter (1942) ou de O.T.Jones (1931) pour la Forest of Dean.

La mobilisation du fer et sa précipitation sous forme de goethite, minéral très nettement dominant dans les gisements,*suppose un climat suffisamment humide qui exclut le Permo-Trias et laisse le choix entre le Carbonifère supérieur ou le Tertia*...Les solutions ferrugineuses ont pu s'infiltrer dans le calcaire ou le Grès de Drybrook à partir d'une couverture discordante de Coal Measures,mais on peut aussi concevoir qu'elles provenaient du *lessivage de sols ou d'arènes formés sur grès ou sur shales et situés topographiquement en amont des calcaires.*

Ces concentrations de goethite dans des cavités karstiques ou dans les pores de la roche magasin n'ont donc pas de signification géomorphologique très précise,puisqu'elles ne sont pas corrélatives d'une topographie déterminé.Les conditions favorables à une mobilisation du fer et à la précipitation d'oxydes ou d'hydroxydes de fer ont pu être réunies à plusieurs reprises.En conséquence,tous les gisements de minerai piégés dans le calcaire carbonifère de la bordure méridionale du Massif Gallois

ne sont pas systématiquement liés à la même phase d'érosion.Cette remarque était valable également pour les formes karstiques: ce sont des critères à ne pas négliger dans l'interprétation morphologique d'une région, mais ils doivent être complétés par des arguments plus précis,tels le modelé d'érosion différentielle et la nature des formations superficielles qui lui sont associées.

d) Rôle de la topographie prétriasique dans le relief actuel du Massif Gallois et de ses bordures.

Si l'on se reporte à la littérature géologique,la plupart des auteurs considèrent que l'héritage prétriasique ou triasique dans le relief actuel de ces régions est primordial.Pour Strahan et Cantrill,l'escarpement de Grès de Pennant du Sud du Bassin Houiller méridional se confond avec l'ancien "rivage" triasique (Mémoire explicatif de la carte géologique de Bridgend,n°261,1904,p.23),idée reprise ensuite par tous les auteurs,même les plus récents.Le Vale of Glamorgan est interprété traditionnellement comme une topographie mésozoïque exhumée partiellement (Cope,1971,p.114; T.N.George,1970,p.114): "The present landscape of the Vale is in part a Mesozoïc landscape resurrected by the erosive late Tertiary stripping of its Mesozoïc cover after nearly 200 millions years of burial" (T.N.George).

Une opinion exactement identique est avancée pour la région de Gloucester (Gardiner et al.,1934),ou pour la Forest of Dean (O.T.Jones, 1931).Quant aux Mendip Hills,elles ont été prises comme modèle de relief

exhumé d'une couverture mésozoïque,par W.Davis.Sur la bordure orientale du Massif Gallois,en particulier dans le Shropshire,la conception classique est d'y voir également une topographie prétriasique partiellement exhumée.

Dans tous les cas précédents,la couverture triasique est suffisante pour fournir certains arguments en faveur d'une telle interprétation.Cependant,même là où les observations de terrain semblent confirmer celle-ci,les données géologiques ou morphologiques obligent parfois à rejeter la conception classique.C'est ainsi que l'escarpement gréseux du Sud du Bassin Houiller méridional ne peut être hérité du Trias.Il en est de même pour le plateau de la Forest of Dean ou pour la surface culminante des Mendips (cf. 2ème Partie).

Là où la couverture mésozoïque manque,l'interprétation est beaucoup plus délicate et les arguments des géologues,procédant par analogie, sont bien plus fragiles.Ainsi en est-il des collines gréseuses de Gower, généralement interprétées comme un relief appalachien prétriasique.Le seul argument des géologues est la présence d'un lambeau de conglomérats triasiques,à Port-Eynon (cf. p.113),dans l'axe d'un synclinal où affleurent les shales namuriens.Or ces collines de Vieux Grès Rouge,dominant vigoureusement des plates-formes calcaires,correspondent à une échelle de résistance entièrement opposée à celle du Trias.Il s'agit,en fait d'une topographie beaucoup plus récente élaborée sous un climat humide (cf.2ème Partie).

Le même raisonnement s'applique au Sud du Pembrokeshire où la

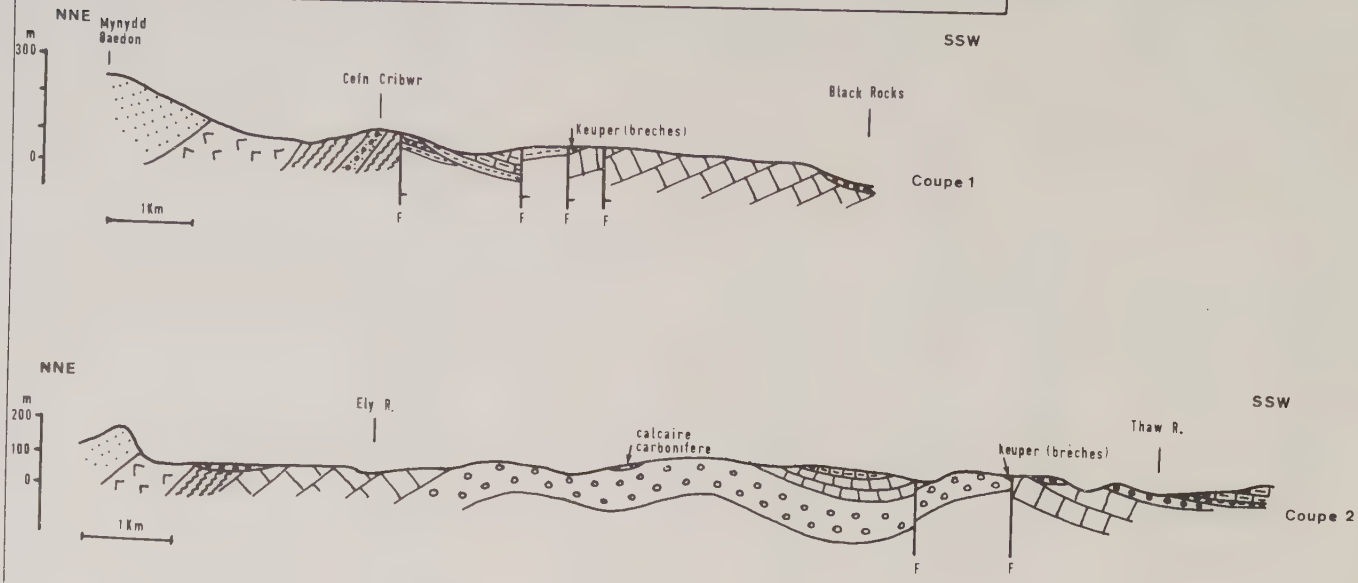
mise en valeur du Vieux Grès Rouge par rapport au calcaire carbonifère n'a pu se faire au Trias.Il est,dans ces conditions,logique que les formations argilo-sableuses repérées dans les gash-breccias ne présentent aucune des caractéristiques du Trias.

Les coupes géologiques du Vale of Glamorgan (fig.37 et 38) montrent nettement que la topographie pré-triasique,accidentée,est recoupée par des surfaces ou des niveaux d'érosion plus récents qui tronquent aussi les couches du Lias.Ceci était d'ailleurs reconnu par tous ceux qui,à la suite de Baulig,ont cherché à reconstituer une série de plates-formes d'érosion étagées (Miller,1937 E.H.Brown,1956 et 1957; Driscoll,1958).

La démarche suivie,partant des propriétés de la topographie pré-triasique et du système morphogénétique qui lui est associé,pour reconstituer un certain modelé d'érosion différentielle et rechercher ensuite si celui-ci coïncide avec le relief actuel,nous permet de préciser l'extension de cette topographie dans le relief actuel.

Les difficultés de l'interprétation du relief gallois ressortent de deux aspects,apparemment contradictoires: *bien que la tranche de roches enlevée par l'érosion post-triasique soit souvent étonnamment mince,l'organisation du relief,dans ses grands volumes,est généralement en complète disharmonie avec ce qu'elle était au Trias*.L'analyse régionale permettra d'expliquer ce double phénomène.

Fig.37 :Coupes géologiques du Vale of Glamorgan passant à l'W de Bridgend (1) & 38 et à l'E de Cowbridge (2)



B) LA TRANSGRESSION JURASSIQUE.

Sur le plan paléogéographique et sédimentologique,le Rhétien se rattache au Jurassique et non au Trias: il correspond,en effet,à une sédimentation marine généralisée et le Lias inférieur lui succède en conformité stratigraphique.C'est l'absence des ammonites dans le Rhétien des Iles Britanniques qui justifie sa place au sommet du Trias,dans la classification internationale.

Les affleurements du Rhétien et du Lias sont limités à la bordure SSE du Massif Gallois (Vale of Glamorgan,région de Bristol et des Mendip Hills, Vale of Gloucester) et au synclinal de Prees dans le Bassin du Cheshire-Shropshire.Reflètent-ils l'extension initiale de la sédimentation marine ou sont-ils seulement des formations résiduelles d'une couverture beaucoup plus étendue à l'origine? Dans ce dernier cas,le Massif Gallois a-t-il été lui-même submergé?

Les réponses à ces questions se trouvent en partie dans les caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques du matériel aujourd'hui conservé.

°.°

1) LE RHÉTIEN.

La stratigraphie du Rhétien des Iles Britanniques est établie à partir de la lithologie du matériel visible le long du Canal de Bristol,dans le comté de Somerset:

Blue Lias (Jurassique inférieur)

RHÉTIEN

- Watchet Beds
- White Lias

  souvent incorporé au Rhétien,car leur faune se rattache plutôt à celle du Rhétien

- Cotham Beds
- Westbury Beds (Black Shales du Vale of Glamorgan)
- ~~~~~~~~~~~~~~~~ discordance
- Grey Marls ou Sully Beds (faune marine).

Tea Green Marls (Keuper)

Le Rhétien du Vale of Glamorgan est bien connu grâce à de nombreux affleurements et aux belles coupes offertes par les falaises marines entre Penarth et Lavernock.Dans l'Est du Vale et dans le Monmouthshire,ce sont des shales noirs et des calcaires oolithiques qui se distinguent nettement du Keuper,sur lequel ils reposent en discordance,à la fois par leur couleur et par leur faune marine associée à des restes de vertébrés révélant un milieu

littoral.A l'Ouest du Vale,au delà de Bridgend,le Rhétien présente un faciès différent: les shales et calcaires passent latéralement à des grès siliceux très purs,exploités pour fabriquer du matériel réfractaire,à cause de leur richesse en silice (90 à 95%) (Cantrill et Strahan,1904,p.52).Pour E.Francis (1959),ces grès dériveraient essentiellement du Millstone Grit ou des Coal Measures,d'après leur cortège de minéraux lourds.Cependant,la méthode utilisée ne permet pas ici de reconnaître indiscutablement les formations dérivées des grès dévoniens ou carbonifères.Par contre,il est plus significatif de repérer des minéraux rares mais répartis dans tous les échantillons: C.B.Crampton (1960) a ainsi trouvé de la dumortiérite largement dispersée,quoiqu' en faible quantité,dans le Trias et le Rhétien du Vale of Glamorgan; elle *ne peut provenir que des corps granitiques du SW de l'Angleterre.*

Plus que les minéraux lourds,ce sont les critères sédimentologiques qui seraient les plus utiles pour déterminer l'origine des matériaux: les grès siliceux du Rhétien de Bridgend présentent des figures de sédimentation littorale et une faune associant os de reptiles et fossiles marins; cela confirme qu'il s'agit bien d'un milieu littoral (Strahan,1904).Ainsi,comme au Keuper,un apport méridional est probable,indiquant des reliefs importants au SSE du Glamorgan.Le fait nouveau,en dehors de l'apparition d'une faune marine,consiste dans le passage latéral,vers l'Ouest du Vale,à ce faciès de grès siliceux très purs,contenant moins de 1,5% de calcium et 0,25% de magnésium (Strahan,1904,p52).On peut l'interprêter de deux façons:ou bien il s'agit d'une sédimentation siliceuse d'origine détritique,ou bien d'une silicification postsédimentaire de calcaires oolithiques à noyaux de quartz.S'il s'agit d'une silicification,elle a suivi de peu la sédimentation car les grès sont surmontés de marnes rouges ou vertes ou de calcaires contenant des lamellibranches d'âge rhétien ou liasique.

A l'Est de la Severn (Reynolds,1947),les calcaires plus ou moins sableux alternent avec des shales noirs.Le Rhétien repose sur le Keuper ou directement sur le Calcaire Carbonifère et le Vieux Grès Rouge (par exemple près d'Alveston,carte géologique n°250,Chepstow),par l'intermédiaire de lits très fossilifères,riches en débris de reptiles et de poissons et en fragments roulés de roches (Green et Welch,1965,p.84).Sur les flancs des Mendips,le Rhétien passe à des conglomérats calcaires dérivant directement ou indirectement du Calcaire Carbonifère.Cela prouve que les Mendips émergeaient encore de la mer rhétienne (carte géologique n°280,Wells).A l'Est de l'auberge de "Castle of Comfort" (NG: ST 550 528),le Rhétien consiste en sables jaunes qui s'amincissent vers le Sud où le Lias repose sur le socle carbonifère.Ce faciès sableux se retrouve au Sud des Mendips,dans la région de Wedmore et de Sand (NG: ST 432 470).Il passe latéralement à des shales noirs.

Ainsi l'étude détaillée de cette région (Richardson,1911) suggère-t-elle une *transgression marine dans un relief encore accidenté et une sédimentation très variée,fortement influencée par la proximité du rivage et les courants littoraux:* calcaires plus ou moins sableux,sables,shales alternent ou passent latéralement de l'un à l'autre.La faune associe les organismes marins et subaquatiques.La bordure sud-orientale du Massif Gallois était donc en marge d'une mer très morcelée.Localement,la sédimentation se faisait dans des lagunes aux eaux saumâtres isolées de la mer.

Le Rhétien conservé dans le Bassin du Cheshire-Shropshire est beaucoup moins bien connu faute d'affleurement.Un sondage,à Wilkesley,a trouvé des mudstones calcaires gris-verdâtres surmontant des shales et mudstones gris sombres.Ce sont des sédiments d'eaux saumâtres ou douces avec quelques incur-

sions marines,révélant un environnement assez semblable à celui de la bordure méridionale.

En dehors des marges méridionale et orientale,le Rhétien n'a été repéré,à proximité du Massif Gallois,que dans la baie de Tremadoc,grâce au sondage profond de Mochras.Il s'agit de formations carbonatées gris-verdâtre ou rouge-grisâtre,souvent dolomitiques,contenant parfois des fragments détritiques de roches diverses et traduisant une submersion progressive par la mer. L'environnement ne devient franchement marin qu'au Lias.

°_°

2) La couverture liasique du socle gallois.

La stratigraphie du Lias est assez bien établie à partir des ammonites (1).Comme il s'agit de sédiments marins,leur faciès est beaucoup moins révélateur de l'environnement morphoclimatique que celui du Nouveau Grès Rouge. Par contre,une étude précise de ces formations permet de reconnaître la proximité des anciens rivages et la progression de la transgression marine,du

(1) Néanmoins,selon la méthode britannique,la terminologie est fondée sur les formations lithologiques ("White Lias","Blue Lias" etc...) de la province type. Le "Blue Lias",par exemple,correspond à l'Hettangien et au Sinémurien inférieur

Rhétien au Lias supérieur: les faciès "normaux" de shales,d'argiles ou de mudstones passent latéralement à des sables,des conglomérats ou des calcaires coquillers et ,simultanément,les séquences sédimentaires s'amincissent.

Ce double phénomène est observé aux approches de la Plate-Forme de Londres,terre émergée à l'emplacement de l'actuel Bassin de Londres,héritière de l'ancien Massif de Londres-Brabant et de la Barrière des Midlands.

Sur la bordure SE du Massif Gallois,le Lias inférieur affleure dans le Vale of Glamorgan,la région de Bristol et des Mendips et dans le Vale of Gloucester.De bas en haut,on distingue le "White Lias",le "Blue Lias" et le "Lower Lias Clay".La sédimentation marine du White Lias était fortement influencée par l'axe tectonique de la basse Severn qui séparait les bassins du Glamorgan et de Bristol (fig.39).Les calcaires marneux du premier s'opposent aux mudstones du second,bien qu'on y trouve aussi quelques bancs calcaires. Dans les deux cas,il y a passage latéral à des conglomérats massifs au pied des versants de calcaire carbonifère.Les galets dérivent du calcaire ou,secondairement,du Vieux Grès Rouge.Les fossiles,abondants,indiquent des dépôts sublittoraux.Au dessus,le Blue Lias correspond à un cadre géographique différent où s'estompe l'axe de la basse Severn (fig.40),tandis que les Mendips forment une barrière séparant,au Sud,un bassin fortement subsident et profond et,au Nord,une plate-forme où se déposent des calcaires et des shales ou marnes (calcilutites) riches en débris de coquilles.Dans le Glamorgan,les calcaires et shales passent,vers l'Ouest,à un faciès littoral de conglomérats ou de calcaires oolithiques contenant des nodules de chert (Hallam,1960).Les "Sutton-stones" sont des marnes ou des sables coquillers parsemés de petits fragments détritiques de calcaire carbonifère et de chert.Il est remarquable qu'on n'y

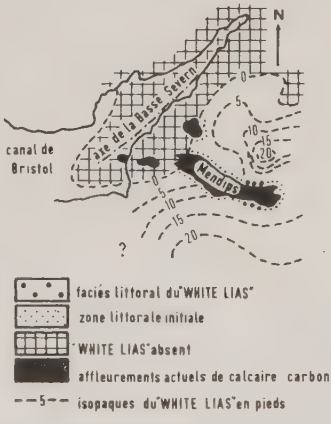


fig 39 FORME PROBABLE DU BASSIN DE SEDIMENTATION DU "WHITE LIAS" (tiré de Kellaway et Welch 1948)

fig 40 PALEOGEOGRAPHIE DU "BLUE LIAS" INFERIEUR (tiré de kellaway et Welch 1948)

cart JMD

trouve pas de débris provenant de Grès de Pennant ou du Millstone Grit.*Vers le Nord,en direction de l'escarpement actuel du Bassin Houiller,le Lias inférieur garde son faciès "normal" (offshore)*.De plus,F.Wobber (1966) a montré,en examinant la direction des arêtes et spicules et l'orientation des ripple-marks que la sédimentation était fortement perturbée par les nombreuses petites îles de calcaire carbonifère autour desquelles se formait un système complexe de courants.Par contre,l'escarpement Sud du Bassin Houiller ne se traduit par aucune déviation de ces paléocourants.Tout ceci prouve clairement que,comme au Trias,cet accident topographique n'existait pas encore: les limites originelles de sédimentation étaient situées au delà,mais on ne peut dire jusqu'où,à l'intérieur du Massif Gallois.

A l'Est de la Severn et du Canal de Bristol,les Mendip Hills,dont le rôle a déjà été signalé,étaient temporairement émergées: on a repéré des restes de reptiles (oligokyphus) dans une fissure du calcaire carbonifère de l'Est des Mendips.Comme ces restes sont associés à des fossiles marins du Lias inférieur (Pliensbachien inférieur),cela signifie que ces collines ont été ensuite submergées.Au Sud de cette barrière,une épaisse séquence de calcaires et d'argiles interstratifiés s'est déposée dans une mer assez profonde: les fossiles,parfaitement conservés étaient hors du rayon d'action des courants et des vagues.Au Nord,dans le Somerset septentrional et le Gloucestershire, des calcaires coquillers et des marnes sont des sédiments de mer peu profonde, perturbée par les vagues et les courants.A l'Est de l'auberge de "Castle of Comfort",dans les Mendips orientales,les calcaires du Lias inférieur sont silicifiés: ce sont les "Harptree Beds".

Le Lias moyen,absent du Vale of Glamorgan,de la région des Mendips

et de celle de Radstock,n'est conservé que dans le bassin du Somerset central et le Gloucestershire: ce sont des siltstones micacés sableux ou marneux,très peu ou pas fossilifères.Un banc de calcaire ferrugineux coquiller,oolithique ou sableux ("Marlstone") forme une banquette le long de l'escarpement calcaire des Cotswolds (carte géologique n°234,Gloucester).

Le Lias supérieur est totalement absent à l'Ouest de la Severn.Dans le Gloucestershire,il affleure sur le front des Cotswolds.Ce sont des argiles marines passant latéralement,vers l'Ouest à des sables de faciès littoral.La représentation cartographique de ces faciès (Kellaway et Welch,1948,fig.20, p.59) souligne le rôle de l'axe tectonique de Bath.Aux abords des Mendips,la limite actuelle résulte de l'érosion,ce qui suggère une submersion au moins partielle de ces collines au Lias supérieur.Au Sud de Bristol,la colline de Dundry,butte-témoin de la cuesta jurassique des Cotswolds,présente sous un chapeau de calcaire oolithique du Bajocien,des argiles et limons du Lias supérieur (carte géologique n°264,Bristol).Elle prouve l'extension de la sédimentation jurassique à l'Ouest des Cotswolds.Ce sont des dépôts en eaux peu profondes et on ne peut préciser leur limite occidentale originelle.Ils n'ont résisté à l'érosion ultérieure que là où ils étaient protégés par une carapace de calcaire oolithique.

Jusqu'à ces dernières années,on ne disposait sur le Lias que des données qui précèdent.Bien que O.T.Jones,dès 1956,ait suggéré le contraire,la conception traditionnelle admettait l'émersion du Pays-de-Galles et de la baie de Cardigan (cf.Hains & Horton,1969,p.74).Le sondage de Mochras et les campagnes de géophysique en baie de Cardigan et dans le Canal St George ont fortement ébranlé cette hypothèse.*A Mochras,on a découvert,au dessus du Trias,*

*la séquence liasique marine la plus épaisse et la plus complète des Iles Britanniques avec un total de 1305m.*Le Lias inférieur atteint à lui seul 896m, soit deux fois plus que dans le Cheshire et que de part et d'autre du Canal de Bristol (Institute of Geological Science,Report 7I/I8,fig.17).Les sédiments correspondants ont le même faciès que dans le synclinal de Prees (sondage de Wilkesley) ou le comté d'Antrim en Irlande (250m de Lias inférieur au sondage de Portmore).Ni la sédimentologie,ni la faune n'indiquent la proximité d'un rivage.Ce sont des mudstones gris,calcaires,plus ou moins limoneux,finement stratifiés.Ils se sont déposés en eaux peu profondes dans une région fortement et régulièrement subsidente (1) (fig.125ter,p.549ter).

La conclusion la plus probable est qu'*une grande partie du Pays-de-Galles septentrional (Snowdonia,Dôme de Harlech en particulier) fut submergée par la mer liasique.*L'absence actuelle de sédiments de cette époque serait due à l'érosion ultérieure,d'autant plus efficace que le matériel était peu résistant et qu'elle s'est exercée sur des reliefs nés de mouvements épeirogéniques puissants.

Les affleurements liasiques observés aujourd'hui sur les bordures du Massif Gallois sont les résidus d'une aire de sédimentation beaucoup plus vaste englobant une part importante,sinon la totalité de ce massif.Vers le Sud,la subsidence était beaucoup plus faible qu'à l'Est et surtout qu'au NW. *Au Lias,le Massif Gallois n'était pas encore né.*

°°°

(1) En mer d'Irlande,le Lias a été repéré au Sud de la presqu'île de Lleyn, dans le bassin du Kish Bank (à l'Est de Dublin) et dans le Canal St George (sondages 71/45 et 71/46 de l'Institute of Geological Sciences; Dobson,Evans & Whittington,1973).

3) LE JURASSIQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR.

La terminologie utilisée par les Britanniques est indiquée dans le tableau suivant (d'après D.Rayner,1967,p.409):

PORTLANDIEN	Purbeck Beds
	Portland Beds
KIMMERIDGIEN	Kimmeridge Clay
OXFORDIEN	Corallian Beds
	Oxford Clay
CALLOVIEN	Kellaway Beds
	Upper Cornbrash
BATHONIEN	Lower Cornbrash
	Great Oolite (1)
BAJOCIEN	Inferior Oolite (1)

Les affleurements les plus proches du Massif Gallois se trouvent sur sa bordure SE.L'Inferior Oolite s'est déposée dans une mer peu profonde au plancher instable,déterminant de fréquents changements de faciès et des lacunes de sédimentation,bien que les calcaires dominent la séquence (Kellaway et Welch,1964,p.60-62).Ils forment la cuesta des Cotswolds,de Dursley (NG:vers ST 750 980) à Bath (cartes géologiques n°251,Malmesbury et 265, Bath).

Au Sud de Bath, ce sont les calcaires oolithiques ou coquillers de

(1) Même remarque que pour le Millstone Grit ou le Calcaire Carbonifère: il s'agit de termes à usage stratigraphique n'impliquant pas nécessairement un faciès lithologique unique.

la "Great Oolite Series" (Bathonien inférieur) qui donnent une corniche monoclinale prolongeant les Cotswolds vers le Sud.Ils ont été exploités intensivement comme pierre à bâtir.Plus au Sud,les calcaires passent à des argiles (Somerset méridional,Dorset).L'"Inferior Oolite" du Gloucestershire,près de Stroud,est un dépôt littoral (Witchell,1886) mais la butte témoin de Dundry, déjà signalée,au Sud de Bristol,prouve l'extension initiale de la sédimentation bajocienne vers l'Ouest.Récemment,on a découvert *au fond du Canal de Bristol,en position synclinale,une épaisse série du Jurassique supérieur:* Oxfordien et Kimméridgien sont estimés à 1600m (Donovan et al.,1961; Lloyd, 1963; Donovan et al.,1971).Cette série est comparable aux plus puissantes qui soient connues dans les Iles Britanniques (Weald,Dorset méridional).

De ce qui précède,il ressort que sur ses bordures méridionale et sud-orientale,le Massif Gallois ne constituait probablement pas une limite pour la mer jurassique et que son individualisation n'était pas encore réalisée de ce côté.La sédimentation calcaire du Jurassique moyen et supérieur du Weald et du Dorset fait place vers le NW,dans la région du Canal de Bristol, à un matériel beaucoup plus argileux qui a pu,comme le Lias,être aisément déblayé par l'érosion ultérieure,lorsqu'il n'était pas protégé par une position synclinale.Pour le Nord du Massif Gallois,aucun sédiment du Jurassique moyen ou supérieur n'a été reconnu sur ses bordures,ce qui rend possible toutes les hypothèses.Par contre,les études menées actuellement en mer d'Irlande ont révélé,dans la partie centrale de la baie de Cardigan,la présence de calcaires et de mudstones calcaires,datés du Jurassique moyen (Bathonien principalement).Ces sédiments atteignent 1100 à 1400m d'épaisseur.Ils reposent en discordance sur le Lias inférieur (Dobson et al.,1973; I.Penn et C.Evans,1976).

Par leur faciès,ces calcaires et mudstones sont du même type que ceux de l'Oxfordshire et des Midlands orientaux,mais leur épaisseur est au moins dix fois plus importante.La similitude des faciès,de part et d'autre du Massif Gallois,suggère une aire de sédimentation unique,de la baie de Cardigan aux Midlands,dans un milieu deltaïque,lagunaire ou littoral,au Nord du domaine franchement marin du Dorset et du Somerset et au Sud de terres émergées (presqu'île de Lleyn,Yorkshire) (Penn et Evans,1976; Sellwood et Hallam,1974).

Dans cette vaste aire de sédimentation en eaux peu profondes,les faciès restaient assez uniformes,mais la subsidence était très inégale d'un secteur à l'autre,donnant des épaisseurs de sédiments très variables.

C) LE CRETACE ET L'EMERSION DEFINITIVE DU MASSIF GALLOIS.

Aucun témoin de cette période n'a été conservé dans le Massif Gallois lui-même.Nous verrons pourtant que des événements fondamentaux s'y produisent.Pour l'affirmer,il faut *considérer la nature des sédiments crétacés sur les marges du Massif Gallois.*

Les grandes divisions stratigraphiques du Crétacé britannique sont rappelées dans le tableau ci-dessous (d'après D.Rayner,1967,p.319):

CRETACE SUP.	Maestrichien Senonien Turonien Cenomanien	"Upper","Middle" et "Lower Chalk"
CRETACE INF.	Albien sup. moyen inf.	"Upper Greensand" et "Gault" "Lower Greensand"
	Aptien	
	———————	transgression marine dans le Sud de l'Angleterre.
	Barrémien Hauterivien Valanginien Berriasien	"Wealdien" dans le SE de l'Angleterre : "Weald Clay", "Hastings Beds" Faciès marin dans le NE

1) LA SÉDIMENTATION CRÉTACÉE SUR LES MARGES DU MASSIF GALLOIS.

Au Crétacé inférieur,jusqu'à l'Aptien,on distingue deux domaines de sédimentation de part et d'autre de la Plate-Forme de Londres dont le rôle est fondamental: au Nord,les faciès sont marins, les séquences sédimentaires s'épaississent vers l'Ouest,ce qui suggère que la mer devait s'étendre largement à l'Ouest des affleurements actuels (Kaye,1966).Au Sud,les faciès sont continentaux ou deltaïques: le Weald et le Wessex forment alors deux bassins séparés par une barrière (fig.41).Les sédiments sont d'origine détritique, plus ou moins fins et caractérisent une phase de rhexistasie.A la base,les "Hastings Beds" présentent dans le Weald une sédimentation rythmée en cyclothèmes où alternent les faciès lacustres et deltaïques (P.Allen,1959 et 1967). L'essentiel du matériel s'est déposé au droit des bassins versants qui,d'après la compétence des écoulements,comportaient de fortes pentes et recevaient des précipitations brutales.Le cortège des minéraux est presque exclusivement d'origine locale,c'est à dire *provenant de la Plate-Forme de Londres:* calcaire carbonifère,Vieux Grès Rouge surtout,et,secondairement,shales siluriens,Coal Measures,Jurassique et un peu de Nouveau Grès Rouge constituaient l'essentiel des affleurements.Les galets et sables d'origine lointaine sont rares.Cependant des *apports de Normandie et de Bretagne,de Mer du Nord et des Ardennes* ont été signalés (Wells et Gossling,1947; Kirkaldy,1947; P.Allen,1959).

En ce qui concerne le Wessex,le matériel dériverait principalement *du Massif de Cornouailles et du Dartmoor* (Groves,1931; Kirkaldy,1947).Des études plus poussées sur la fraction sableuse ont conduit P.Allen à envisa-

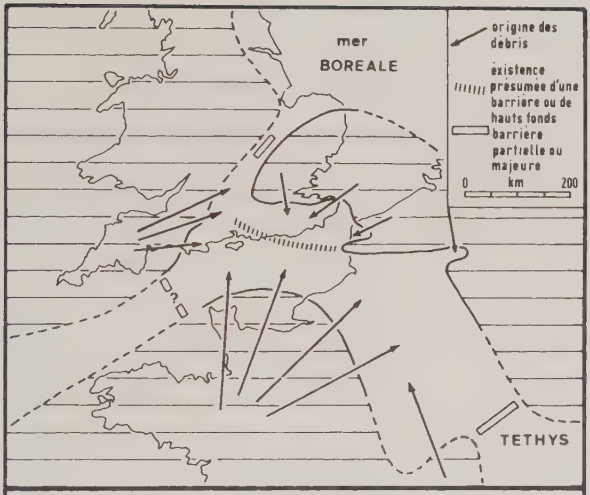


fig 41 RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN ANGLO-PARISIEN AU WEALDIEN. LES LIMITES DES TERRES EMERGEES DE CORNOUAILLE ET DE LA PLATE FORME DE LONDRES SONT A PEU PRES SÛRES, CELLES DES MIDLANDS ET DE L'ANGLETERRE SEPTENTRIONALE LE SONT BEAUCOUP MOINS (cf. texte p. 98) (tiré de D. Rayner 1967 d'aprés P. Allen 1965)

carl JMB

ger une autre source formée de roches métamorphiques ou ignées (P;Allen, 1969 et 1972).Ces apports ont été importants dans le Wessex pendant tout le Wealdien.Pour cet auteur,*le piedmont cristallin de la baie de Chesapeake-Delaware* présente exactement le type de roches d'où pourrait dériver le matériel wealdien du Wessex.Ces phénomènes sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Nord qui paraît acquise à l'Albien,car à cette époque les débris de type américain disparaissent définitivement du Crétacé britannique (P.Allen, 1969).L'expansion de l'Océan Atlantique aurait subi une accélération vers 135 millions d'années B.P.,c'est à dire au Wealdien.P.Allen situe l'origine des débris repérés dans le Wessex,au niveau de la convergence structurale calédonienne,cadomienne,hercynienne et galicienne (P.Allen,1972).Il est remarquable que *le Wealdien des bassins du Wessex et du Weald ne renferme pas ou très peu de sédiments provenant à coup sûr du Massif Gallois.*

Certaines roches telles que les cherts carbonifères ou les quartzites dévoniens étaient communes à la Plate-Forme de Londres et au Pays-de-Galles; d'autres telles que les jaspes rappellent étrangement les galets de Vieux Grès Rouge du Cefn Bryn et de la région de Bristol.Quant aux laves ordoviciennes,elles ne peuvent venir que du Pays-de-Galles ou du District des lacs.Même dans ce cas,l'interprétation de ce matériel n'est pas évidente car il a pu être repris de sédiments jurassiques ou triasiques (P.Allen, 1967 a et b)(1).Si l'on considère les paléocourants,la Plate-Forme de Londres et la péninsule du SW semblent être les deux sources principales.Le relief gallois n'était peut-être pas suffisamment énergique pour être soumis à une érosion puissante.La limite occidentale de la mer étant inconnue au Crétacé inférieur,au Nord de la Plate-Forme de Londres,il n'est même pas exclu qu'une partie du Massif Gallois était encore submergée.Une autre explication

(1) Cependant,dans la mesure où le Massif Gallois n'a pas contribué à alimenter la sédimentation du Nouveau Grès Rouge et du Lias,cette éventualité est exclue.

de la pauvreté apparente de matériel d'origine galloise est l'existence probable d'une couverture de Lias qui protégeait momentanément le socle prétriasique.

Au dessus des Hastings Beds,la Weald Clay correspond à un matériel plus argileux,déposé dans des eaux saumâtres.On passe progressivement au milieu franchement marin de l'Aptien.

A l'Aptien,la transgression marine atteint la Plate-Forme de Londres dont l'extrêmité Ouest sera submergée dès l'Albien et l'Est au Sénonien seulement.L'argile de Gault (Albien moyen) est très nettement transgressive vers l'Ouest: du Weald au Devon oriental,elle recouvre des roches de plus en plus récentes.Dans la même direction,la séquence s'amincit fortement et dans le Dorset,elle prend un caractère littoral.L'"Upper Greensand" du Devon témoigne de l'érosion contemporaine des granites hercyniens de Cornouailles et du Dartmoor (Groves,1931).

La sédimentation du Crétacé supérieur est caractérisée par la craie, formation d'origine biogénique déposée dans une mer peu ou moyennement profonde (200 à 400m).L'absence de sables ou de boues est souvent interprétée par les géologues comme le signe de l'éloignement des rivages ou comme la preuve d'un relief continental modéré soumis à un climat aride (cf.Chatwin, 1960; Rayner,1967,p.338).En fait,elle correspond beaucoup plus vraisemblablement à une *phase de biostasie* et n'implique pas une médiocrité de l'érosion.Ceci est d'ailleurs conforme aux résultats de Lowenstam obtenus à partir du taux d'isotopes d'oxygène des squelettes de belemnites (cité par Montford,1970).Les brèves incursions de matériel détritique repérées à cer-

tains niveaux stratigraphiques témoigneraient,dans cette hypothèse,d'une péjoration brutale du climat dans le sens d'une aridité et d'une dégradation momentanée du couvert végétal.

Au Crétacé supérieur,la subsidence reste un peu plus forte dans les bassins du Wessex et du Yorkshire qu'au niveau de la Plate-Forme de Londres.D'après Groves (1931),les minéraux lourds de la craie prouvent que les granites du Dartmoor ont fourni à cette époque,d'importantes quantités de débris qui se déversaient vers l'Est et le NE.Par contre,les granites de Cornouailles auraient été moins attaqués.La séquence s'amincit très nettement vers l'Ouest,à proximité du Dartmoor et de la Cornouailles.La craie cénomanienne y devient de plus en plus sableuse et glauconieuse.De même au Turonien et au Sénonien,*la craie du Devon oriental présente un faciès littoral*.Les graviers à silex coiffant les Haldon Hills témoignent cependant de l'extension ancienne de la mer sénonienne jusque là,mais il est *peu probable que le Dartmoor ait été jamais submergé*.

En Irlande du Nord et dans les Hébrides,seul le Crétacé supérieur est présent.Il recouvre en discordance le Lias ou le socle dalradien.Des masses de brèches crayeuses,datées du Sénonien grâce aux microfossiles de la matrice,sont conservées,près de Killarney (Kerry) dans des poches creusées dans les shales namuriens ou le calcaire carbonifère.La matrice crayeuse enrobe des fragments de toutes tailles de shales ou de calcaire.Le matériel se serait formé lors d'une rapide subsidence karstique sous-marine (P.Walsh, 1966).L'interprétation de ce type de dépôt est délicate car il *n'est pas en place* et l'effondrement peut-être postérieur au matériel conservé dans les poches.Il prouve néanmoins l'extension ancienne de la mer crétacée dans cette région,mais sur une topographie qu'il semble difficile de reconstituer avec précision (cf.Reffay,1972,p.103-113).

°.°

2) LES DONNÉES ACTUELLES SUR LA SÉDIMENTATION CRÉTACÉE DANS LES MERS BORDIÈRES.

Elles complètent les résultats obtenus sur le continent.Les campagnes de géophysique (gravimétrie,réflexion sismique) et les prélèvements d'échantillons sont maintenant assez avancés.En Manche occidentale (Curry et al.,1970),le Crétacé supérieur est fortement transgressif sur le Jurassique,le Nouveau Grès Rouge ou le Paléozoïque (fig.42).Le Crétacé inférieur est absent au large de la Cornouailles.L'étude du talus continental de la marge européenne de l'Atlantique confirme que sa mise en place et l'ouverture simultanée de cet océan ont débuté au Crétacé (Stride et al.,1969).

*Le soulèvement en dôme de l'Ouest de l'Ecosse et de l'Irlande (1) s'amorce à la charnière du Jurassique et du Crétacé.*L'effondrement de la voûte débute au Crétacé moyen et atteint son paroxysme au début du Tertiaire,associé à des phénomènes volcaniques dans cette même région (Stride,1969). Pour la première fois,des structures en graben d'âge mésozoïque sont repérées (Blundell,1971).Dans ce secteur,les mouvements verticaux étaient beaucoup plus importants que les déplacements horizontaux,contrairement à ce qui

(1) Il est probable que l'Ouest du Pays-de-Galles a été intéressé par ce soulèvement.Parallèlement,les bordures de la Mer du Nord s'effondrent.

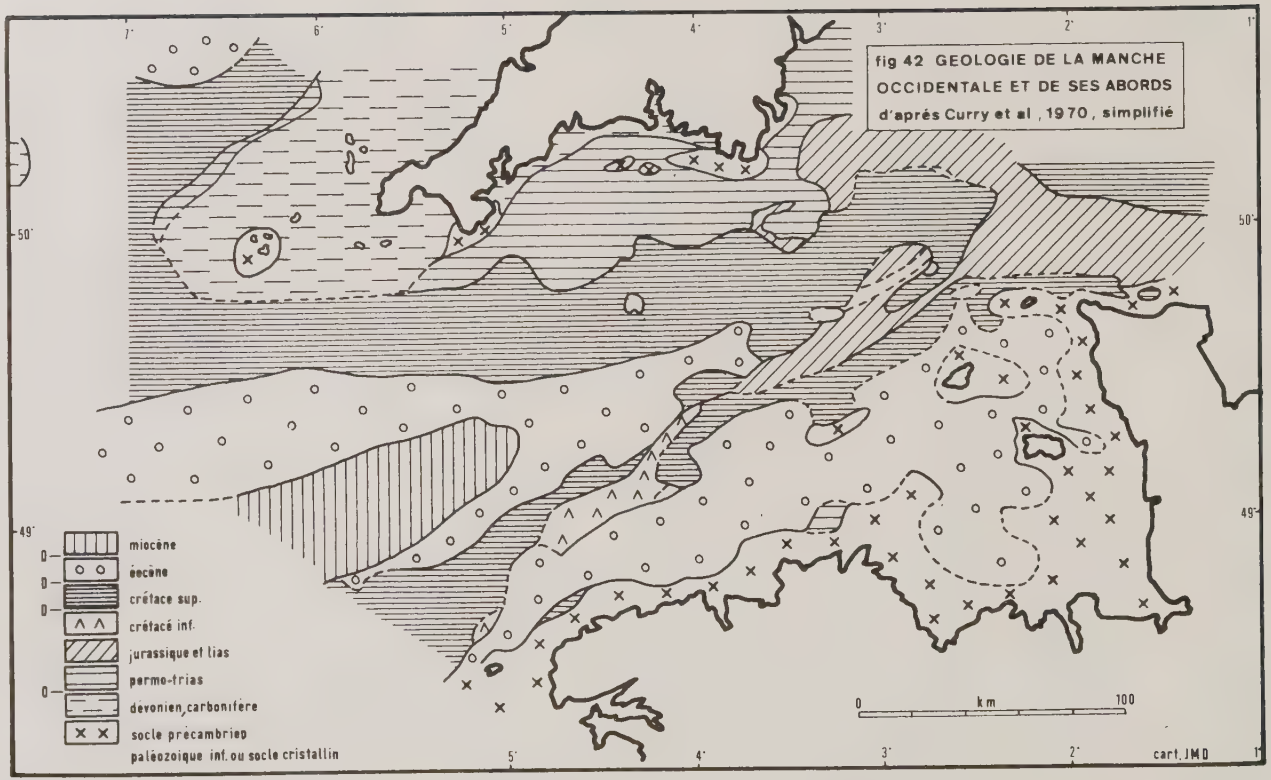


fig 42 GEOLOGIE DE LA MANCHE
OCCIDENTALE ET DE SES ABORDS
d'aprés Curry et al , 1970 , simplifié
7°
6°
5°
4°
3°
2°
1°
50°
49°
miocène
éocène
crétace sup.
crétacé inf.
jurassique et lias
permo-trias
dévonien, carbonifère
socle précambrien
paléozoique inf. ou socle cristallin
0
km
100
cart. JMD

se passait dans la baie de Biscaye.En mer d'Irlande septentrionale et centrale,la craie est totalement absente.La structure de la mer d'Irlande méridionale et centrale et du Canal St George est de mieux en mieux connue grâce aux travaux en cours et une carte géologique assez précise a pu être établie (Dobson et al.,1973) (fig. 125).Elle révèle *un compartimentage en bassins étroits et en blocs dont l'individualisation semble s'être amorcée au moins dès le Mésozoïque et s'est poursuivie jusqu'au Néogène*.Les grandes directions calédoniennes SW-NE sont prédominantes,associées à des axes N-S ou NNW-SSE.Le Crétacé est absent de la baie de Tremadoc et du bassin de la baie de Cardigan.Par contre,la craie est présente au Sud de la mer d'Irlande et à l'Ouest du Canal de Bristol.Elle est largement répandue en mer Celte (Stride,1969) (fig.43).

Dans le Bassin du Canal St George,aucun sédiment crétacé n'a encore été prélevé,mais d'après les données géophysiques actuellement réunies, le Crétacé inférieur et la craie y seraient présents (Dobson et al.,1973). La discordance principale se placerait à la base de l'Albien alors que le Paléogène serait concordant sur la craie.Celle-ci atteindrait 650m d'épaisseur au centre du bassin.

Deux résultats sont à souligner:

1) *La répartition spatiale discontinue des sédiments crétacés*.Si l'on admet l'interprétation de Dobson et al. (1973) et en supposant que la présence de la craie soit confirmée dans le bassin du Canal St George,son absence est par contre certaine dans le bassin de la baie de Cardigan et très probable au niveau du "géanticlinal de mer d'Irlande" ("Irish Sea Geanticline")

fig 43 AFFLEUREMENTS CONNUS DE CRÉTACÉ ▭ ET EXISTENCE PROBABLE DE SÉDIMENTS DE CET ÂGE ▭ LE LONG DES PROFILS DE REFLEXION SISMIQUE

(d'après Stride, 1969)

qui joint le socle d'Anglesey et de Lleyn à celui du Wexford,en Irlande.Cet axe structural semble avoir été un horst actif pendant toute la fin du Secondaire et le Tertiaire,sans que le Crétacé ne s'y soit jamais déposé (Dobson et al.,1973).Par contre,en baie de Cardigan,il est plus difficile de dire s'il s'agit d'une lacune de sédimentation ou de l'œuvre de l'érosion.Si l'on considère le compartimentage structural du Sud de la mer d'Irlande,lui même lié à l'activité de la marge continentale,il n'est pas exclu que la sédimentation mésozoïque et tertiaire ait pu se poursuivre sans interruption dans certains secteurs où les strates se superposent en concordance,alors qu'à proximité,la succession stratigraphique ait été marquée par des interruptions plus ou moins prolongées,concrétisées par des discordances nettes (Bott et Watts,1971;Dobson et al.,1973,profil sismique n°6,fig.10).

2) *L'importance des mouvements tectoniques du Crétacé*.Partout le Crétacé supérieur est fortement discordant sur le substrat.Le Jurassique et le Crétacé inférieur sont souvent assez vigoureusement faillés et ondulés,alors que la craie n'est que faiblement déformée.Ceci ne fait que confirmer les observations réalisées sur le continent: au fur et à mesure que l'étude des sédiments crétacés se précise,la tectonique pré-albienne (1) apparaît de plus en plus importante et doit être comprise dans un cadre global: celui de l'ouverture de l'Océan Atlantique et du soulèvement de la croûte continentale le long de la marge océanique,avec des subsidences *locales* créant de profonds bassins sédimentaires (Stride,1969; Bott et Watts,1971).Aux plissements pré-albiens,se superposent *des mouvements verticaux de grande ampleur*,plus difficiles à repérer mais dont les effets étaient beaucoup plus décisifs sur la paléogéographie régionale.

---

(1) En fait,les mouvements commencent à la charnière du Jurassique et du Crétacé.

3) L'HYPOTHÈSE DE LA COUVERTURE CRAYEUSE SUR LE PAYS-DE-GALLES.

Aucune trace de sédimentation crétacée n'a été repérée jusqu'ici dans les limites du Massif Gallois.Pourtant beaucoup de géologues,à la suite de Strahan (1902) et de O.T.Jones (1951 et 1955) admettent que le Pays-de-Galles a été submergé par la transgression marine du Crétacé supérieur qui l'aurait recouvert.En l'absence de témoins résiduels,leurs arguments sont d'ordre morphologique:

Considérant que le réseau hydrographique majeur est inadapté à la structure géologique,ils estiment qu'il a dû se mettre en place sur une couverture sédimentaire qui masquait le socle sous-jacent.L'inadaptation résulte donc d'une surimposition.Comme seule la transgression marine du Crétacé supérieur semblait avoir eu l'extension suffisante pour atteindre le Pays-de-Galles,l'hypothétique couverture sédimentaire était censée être la craie.Pour O.T.Jones,le réseau gallois,de tracé radial,s'est installé sur un dôme culminant un peu au Sud du Snowdon (1951).Pour cet auteur,un autre argument avancé est d'ordre purement géométrique: en prolongeant vers l'Ouest ou le Nord les couches crétacées dont le pendage général est supposé rester constant depuis les affleurements les plus proches du Massif Gallois,on constate qu'elles "passeraient" nettement au dessus des sommets du Pays-de-Galles (1955).

On est pour le moins étonné d'une telle construction,car elle ne tient pas compte de la tectonique post-crétacée et des éventuelles variations

latérales du milieu de sédimentation.La plupart des géomorphologues britanniques ont repris cette hypothèse (1): Linton,Brown,entre autres,y voient le point de départ de l'évolution morphologique (2).

La valeur des deux types d'arguments est inégale: la construction géométrique d'O.T.Jones,purement théorique,ne prouve rien puisque les déformations tectoniques et la puissance de l'érosion post-crétacée ne sont pas connues a priori.Par contre,l'inadaptation de certaines rivières galloises à la structure du socle paléozoïque est une réalité.Faut-il pour cela admettre la nécessité d'une surimposition sur une couverture discordante?

En fait,*c'est la notion même d'inadaptation à la structure qui doit être explicitée:* de l'étude régionale (Voir ci-dessous,2ème Partie),il ressort que les grandes artères galloises et certaines rivières secondaires comme celles du Bassin Houiller méridional,sont souvent inadaptées à la structure paléozoïque,telle qu'elle apparaît sur les cartes géologiques.Par contre, *leur tracé est tout à fait conforme à la tectonique tertiaire.Le réseau hydrographique gallois s'étant mis en place sur une topographie en grande partie indépendante de la structure paléozoïque ,il est logique qu'il ne soit que rarement adapté à celle-ci.*

L'hypothèse de la couverture crayeuse est donc parfaitement inutile pour expliquer la disposition des rivières galloises.

En outre,si l'on peut admettre qu'une épaisse couche de craie plus ou moins riche en silex ait pu être déblayée par l'érosion,il est cependant

(1) Cette question a été présentée en détail par A.Guilcher (I963,p.89-90).

(2) Le même schéma est d'ailleurs proposé pour l'Ecosse et l'Irlande.

surprenant qu'il n'en reste aucun témoin,sous la forme,par exemple,de résidus piégés dans les poches karstiques du calcaire carbonifère.L'émersion au moins partielle du socle gallois est d'ailleurs *prouvée* par la présence dans les "Cambridge Greensand" du Cénomanien du Bassin de Londres,*d'erratiques,rares mais largement dispersés,provenant indubitablement de roches galloises:* on y trouve,en particulier,des galets de microgranite à riebeckite,dont le faciès est spécifique du Mynydd Mawr (Caernarvonshire) (L.Hawkes,1943; Bennison et Wright,1969,p.330; D.Rayner,1967,p.339).

La couverture liasique,peu résistante,était donc déjà en voie de disparition,laissant affleurer le substrat paléozoïque.Il est surprenant que cette découverte,pourtant bien connue,n'ait pas été exploitée pour mettre en doute l'hypothèse de la couverture crayeuse que des générations de géologues et de géographes ont admise comme un postulat...

L'absence de témoins de la sédimentation crayeuse sur le Massif Gallois et dans les mers bordières,la présence de matériel détritique gallois dans le Cénomanien du Bassin de Londres,nous conduisent à admettre *une émersion au moins partielle du Pays-de-Galles au Crétacé supérieur.*On peut même ajouter que *la couverture liasique (et jurassique moyen ?) avait déjà disparu de la Snowdonia.*

°.°

4) IMPORTANCE GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'ÉMERSION DU MASSIF GALLOIS AU CRÉTACÉ.

D'après ce qui précède,le Crétacé est une période fondamentale pour le Pays-de-Galles.*A la fin du Mésozoïque,la paléogéographie est inversée par rapport à ce qu'elle était au Jurassique:*l'ancienne "Plate-Forme de Londres" est incorporée au bassin sédimentaire de l'Angleterre méridionale et centrale, tandis que le Massif Gallois constitue désormais une terre émergée sur laquelle l'érosion continentale peut s'exercer.Nous avons vu qu'il était très difficile de fixer la date exacte de cette émersion.Elle a pu se produire dès le Crétacé inférieur,mais le relief gallois restait faible puisque,sous les conditions rhexistasiques qui régnaient alors,il n'a fourni que très peu de débris, par comparaison avec les massifs granitiques de la péninsule du SW et le socle sédimentaire de la Plate-Forme de Londres (1).

Au Crétacé supérieur,plus précisément au Cénomanien,l'émersion au moins partielle du Massif Gallois paraît acquise.*Le soulèvement de la croûte continentale de la zone de la mer d'Irlande,*entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen,d'après les données actuellement connues,est certainement l'événement majeur responsable de cette émersion.*Les mouvements verticaux accompagnés d'effondrements locaux,au début du Tertiaire,sont à l'origine de l'individualisation du Pays-de-Galles vers l'Ouest.*

A partir de cette période fondamentale,le Massif Gallois a donc connu

(1) Même si une épaisse couverture de Lias protégeait encore,à cette époque, le socle sous-jacent,on devrait retrouver dans les bassins sédimentaires voisins la trace de paléocourants divergeant du Massif Gallois.Il n'en est rien.

une évolution morphologique continentale (1).Le premier épisode consista dans l'enlèvement d'une couverture de Lias vraisemblablement épaisse dans certains secteurs.Dès que l'on s'éloigne des bordures du Massif,il n'en reste rien à cause de la fragilité du matériel.

Le véritable point de départ de l'évolution morphologique responsable du relief actuel est *un aplanissement élaboré aux dépens du socle gallois,à partir du Dévonien.Fossilisé au moins partiellement sous le Mésozoïque,il fut ensuite exhumé et regradé,du Crétacé au Néogène.*

L'allure générale,le modelé de détail de cet aplanissement,ses déformations ultérieures doivent être analysés dans un cadre régional: c'est l'objet de la deuxième partie.

---

(1) Reprenant une boutade du géologue D.V.Ager,on pourrait dire que St David, le patron du Pays-de-Galles,s'est définitivement installé là où St George avait sombré dans les flots...

2 ÈME PARTIE

LA DIVERSITÉ RÉGIONALE:

LES COMBINAISONS DE FORMES.

Il ne sera pas fait d'étude régionale exhaustive du Massif Gallois,car les données dont nous disposons sont incomplètes et certaines régions sont plus intéressantes que d'autres pour reconstituer l'évolution morphologique.L'un des buts recherchés est de dégager des types régionaux de paysages morphologiques. Les principaux facteurs de distinction sont,avant tout,les parts respectives de l'érosion différentielle et de la tectonique.Le modelé,qui caractérise le relief dans son détail et non plus dans son volume,permet de définir les sous-types.

°°°

CHAPITRE 1 : LES RÉGIONS RESTÉES RELATIVEMENT STABLES AU TERTIAIRE ET À FAIBLE ÉNERGIE DE RELIEF.

Le potentiel d'érosion différentielle a été généralement peu exploité et une évolution appalachienne est seulement ébauchée,lorsque la structure s'y prêtait.

A) L'ÎLE D'ANGLESEY.

En avant du front NW du Massif du Snowdon,s'étend une zone de basses terres qui,pour l'essentiel,constitue l'île d'Anglesey,au delà du détroit de Menai. Les altitudes sont presques partout inférieures à 120m.Elles n'atteignent 150m qu'en 6 endroits: "Holyhead Mountain" (220m),Mynydd y Garn (169m),Mynydd Eilian (178m),Mynydd Bodafon (177m),Mynydd Llwydiarth (158m) et près de Llanddona (155m). Il est remarquable que toutes ces hauteurs soient situées à la périphérie de l'île: au NW,Nord et NE.Cela crée une dissymétrie dans le réseau hydrographique: les rivières descendant vers le Sud sont plus longues que les autres.La ligne de parta-

(1) Carte topographique à 1/63 360 : n°106 (Anglesey).
Carte géologique à la même échelle,feuille spéciale,Anglesey.
Cartes topographiques à 1/25 000 : SH 27-28-36-37-38-39
46-47-48-49-57-58-67-68

ge des eaux est parfois très proche de la côte septentrionale.Il arrive aussi qu'elle soit indécise et se perde dans des marais,comme au SW de Pentreath (NG: 520 785) (1) ou au SE de Llanfihangel-Trer-Beirdd (470 830).Le paysage le plus fréquent à Anglesey est celui d'une plaine parsemée de marécages ("cors"),passant à un bas plateau accidenté de rares collines à flancs raides.L'ensemble se relève vers les côtes Nord et NE où il domine la mer par des falaises hautes de plus de 30m ou par l'intermédiaire d'une étroite bande littorale,comme au Nord de Llanfair-ynghornwy (autour de 330 925).

Malgré la modestie des altitudes,la topographie est rarement tabulaire. Elle n'est pas non plus franchement vallonnée.Le plus souvent,le relief se décompose en une série de petits monticules où la roche affleure à nu,émergeant de dépressions à fond plat: par exemple,près de la ferme Cae Goch (392 895),près de Llanddona (575 798),au Nord de Llanfair-yn-Neubwll (300 775) ou autour de Gwalchmai (388 763).Ce relief,d'aspect chaotique est bien indiqué sur les cartes à 1/ 25 000.

Le tracé des petites rivières est souvent remarquablement rectiligne avec des coudes brusques.C'est le cas de l'Afon Wygyr (vers 373 931),au Sud de la baie de Cemaes ou de l'Afon Lligwy,à l'Est de Llanallgo (vers 486 862).Exceptées celles du Nord de l'île,les rivières principales ont un cours NE-SW parallèle à la direction générale du détroit de Menai.Les vallées sont généralement très évasées,mais certaines d'entre elles présentent des retrécissements accompagnés de ruptures de pente: c'est ainsi que la petite ville de Llangefni (460 758) se situe là où la vallée du Cefni,étroite et encaissée d'une cinquantaine de mètres en amont,débouche sur une vaste zone marécageuse où le drainage se perd sur une pente pratiquement nulle.De même,l'Afon Cadnant,en amont de Llandegfan,coule dans une

(1) Pour Anglesey,toutes les localisations se rapportent au National Grid SH.

large vallée à pente faible,tandis qu'en aval,le profil longitudinal de la vallée est beaucoup plus tendu,jusqu'au détroit de Menai; parallèlement,l'encaissement s'accentue pour atteindre plus de 60m.D'une façon générale,les petites rivières qui descendent vers la côte septentrionale ont des vallées amont très évasées et une pente longitudinale faible,alors qu'en aval les pentes longitudinales et transversales s'affirment nettement: c'est le cas,par exemple,de celle drainée par l'Afon Wygyr qui débouche dans la baie de Cemaes (372 934).Toutes ces anomalies sont à mettre en rapport avec l'évolution morphologique récente.

°_°

UN SOCLE DE LITHOLOGIE EXTREMEMENT VARIEE DANS UN SECTEUR DE RELATIVE STABILITE TECTONIQUE DEPUIS LE PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

Ainsi qu'il a été dit dans la première Partie,*Anglesey est restée en marge des grands bassins de sédimentation du Paléozoïque inférieur puis du Carbonifère.*L'île a été également épargnée par la tectonique tertiaire responsable du volume montagneux de la Snowdonia: elle n'a subi alors que quelques déformations qui seront précisées ci-dessous.Dans ce contexte de relative stabilité,il est à

prévoir que l'érosion différentielle a pu exploiter la diversité lithologique là où l'énergie du relief était suffisante.

Tous les types de roches sont représentés à Anglesey: sédimentaires (shales et mudstones,grauwackes,quartzites,calcaires),métamorphiques,intrusives,volcaniques (1).

Le socle précambrien ("Mona Complex") constitue plus des deux tiers de l'île.Les affleurements s'allongent du NE au SW,au Sud d'une ligne joignant les baies de Dulas et de Cymyran.Plus au Nord et à Holyhead,ils sont orientés WNW-ESE ou NW-SE.Cette disposition correspond à une structure plissée complexe,avec des cisaillements et des déplacements tangentiels importants.Des intrusions diverses (granites,gabbros,dolérites,serpentine...)créent un facteur supplémentaire de diversité.Anglesey possède les affleurements granitiques les plus vastes de tout le Massif Gallois.Ils sont bordés par une auréole discontinue de roches cornéennes ("Hornfels" des géologues britanniques).L'ensemble du Mona Complex a été affecté par un métamorphisme généralement peu poussé,déformant les grains,provoquant l'apparition de biotite,de chlorite et d'épidote.La couleur vert-pâle caractéristique de la plupart des roches du Mona Complex est due à la présence de la chlorite.Les gneiss représentent le stade le plus avancé du métamorphisme d'Anglesey. Il est à noter que la résistance du matériel précambrien se prête particulièrement bien à la conservation d'éventuels aplanissements.

L'Ordovicien repose en discordance sur le socle précambrien plissé et métamorphisé.Il affleure en plusieurs secteurs distincts,dont le plus vaste forme

---

(1) Pour l'étude géologique d'Anglesey,l'ouvrage fondamental reste celui de Greenly (1919).Il est dépassé en ce qui concerne l'interprétation stratigraphique et paléogéographique,mais il est une source incomparable de données pour les descriptions de coupes de terrain et les analyses pétrographiques

une sorte de T,dans le Nord de l'île.La base (Arenig) est formée de grès et de conglomérats transgressifs sur le substrat.Au-dessus,les shales dominent,associés à des grès ou conglomérats.Le grand accident structural de Carmel Head,au Nord de l'île,contrôlait déjà la sédimentation ordovicienne (Bates,1972).Il est marqué actuellement par le chevauchement du Mona Complex sur l'Ordovicien, le long d'une faille inverse inclinée de 30 à 60° vers le Nord (Bates,1974)(1).

Le Silurien n'est représenté que dans le synclinal de la Parys Mountain où des shales sont associés à une intrusion de felsite.

La tectonique calédonienne s'est traduite ici par d'importants déplacements latéraux et de nombreux cisaillements.Par contre,elle n'a pas provoqué de véritable métamorphisme: les roches sont déformées et ont acquis un clivage plus ou moins net selon la finesse de leurs grains,mais elles n'ont pas subi de modifications minéralogiques.

Le Vieux Grès Rouge inférieur affleure le long d'une bande étroite et discontinue,de la baie de Dulas à Llangefni.Ce sont des grès rouge-pourpre,avec des bancs de concrétions calcaires,des conglomérats,des mudstones rouges ou des calcaires.Le matériel détritique dérive du Mona Complex ou de l'Ordovicien.

A Anglesey,le Calcaire Carbonifère débute par des formations gréseuses. Ce sont des grès souvent friables dont la matrice est riche en kaolinite bien cristallisée.Au-dessus,le calcaire proprement dit est interstratifié avec des bancs de grès ou de conglomérats quartzeux,discontinus et d'épaisseurs variables. Au sommet de la formation,les cherts sont abondants.

Le Millstone Grit n'est visible que près de Bodorgan (vers 390 670).C'est un grès grossier,peu cohérent,à stratification oblique.Les grains de quartz pré-

---

(1) Selon cet auteur,l'idée de Greenly,d'un déplacement tangentiel de l'ordre de 20 à 30km le long de l'accident de Carmel Head,doit être abandonnée.

sentent parfois des excroissances cristallines en facettes bien nettes.La muscovite est assez abondante,associée à quelques feldspaths (albite).Comme dans le cas précédent,la matrice est formée de petits cristaux hexagonaux de kaolinite envahissant tous les interstices de la roche.

Les séries houillères n'affleurent nulle part.Elles sont connues par sondage dans la dépression de Malltraeth où elles ont été un moment exploitées.

Le Paléozoïque supérieur est déformé en larges plis,sans déplacement tangentiel notable.Le matériel n'a subi aucun clivage.Au Tertiaire (Eocène?), quelques intrusions basiques,en forme de dykes,se sont mises en place.

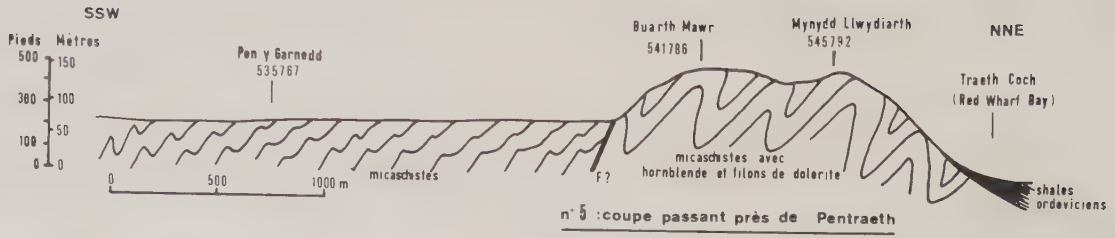
°°°

UNE SURFACE FONDAMENTALE.

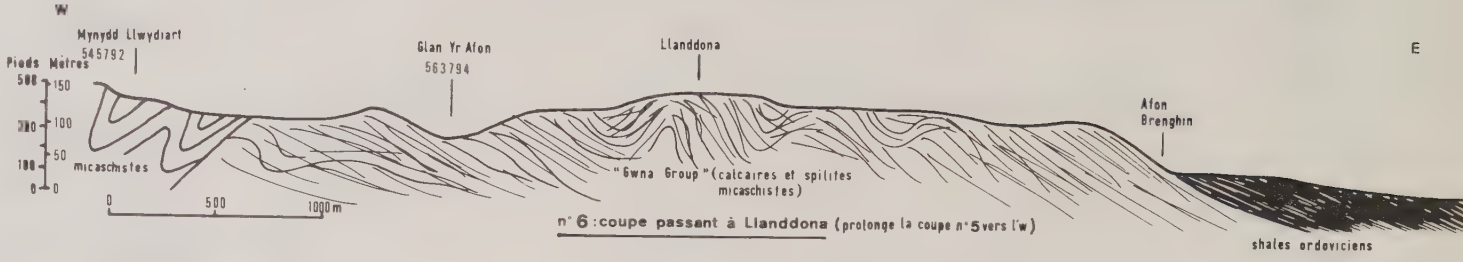
L'extrême diversité du socle d'Anglesey ne s'exprime que très imparfaitement dans la topographie.Les figures 44 , 45, 46 et 47 présentent 11 coupes géologiques d'Anglesey (1).Sur les coupes n°3,6,8,9 et 10,on constate que les contacts lithologiques entre les différents éléments du socle précambrien ne se traduisent généralement pas par des talus nets: ils sont imperceptibles sur le profil topogra-

(1) Le tracé des coupes est indiqué sur la carte de la figure 48 hors-texte.

Fig.N°45 :Coupes géologiques de l'E d'Anglesey



n° 5 :coupe passant près de Pentraeth



n° 6 :coupe passant à Llanddona (prolonge la coupe n°5 vers l'w)

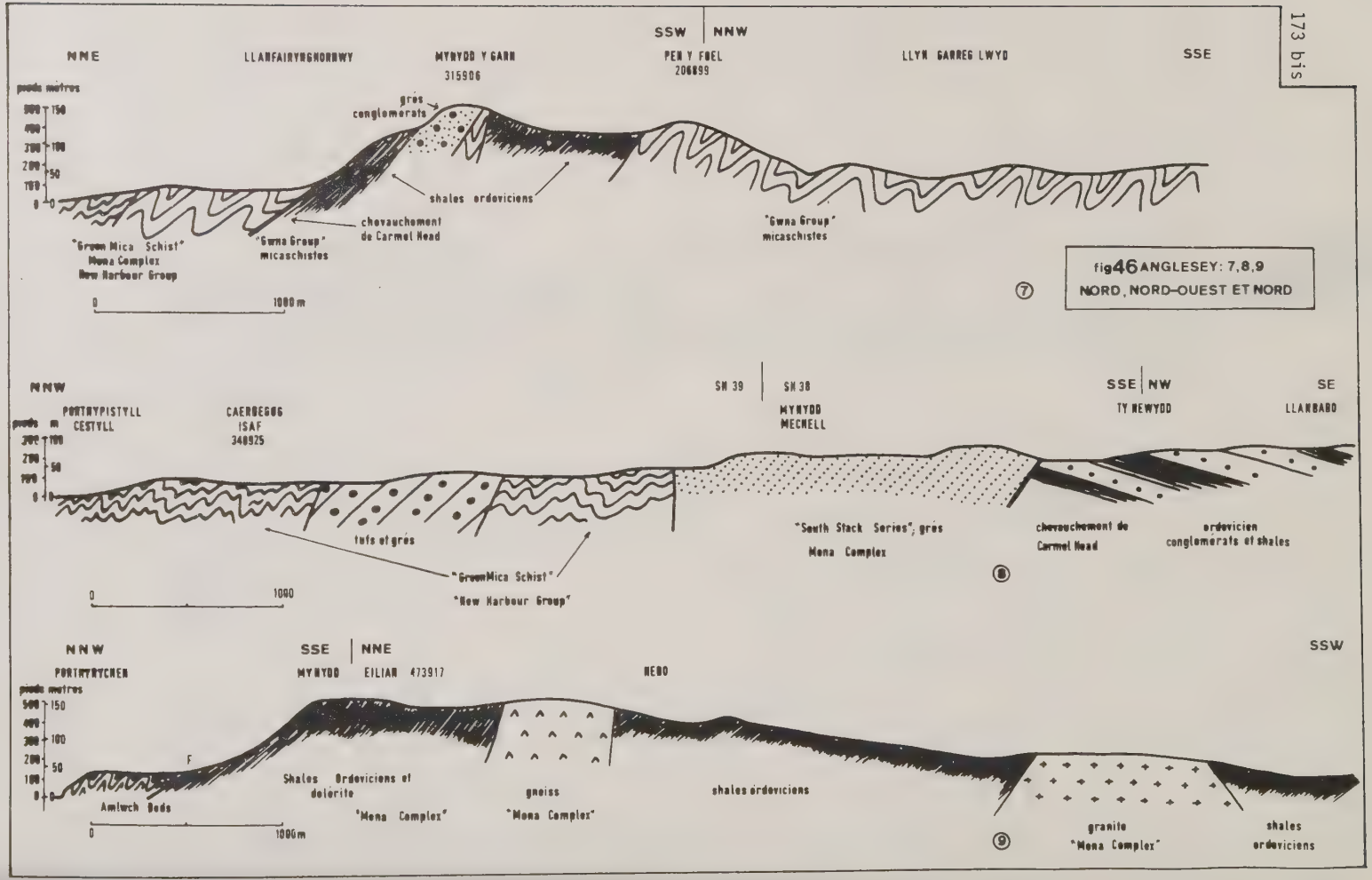
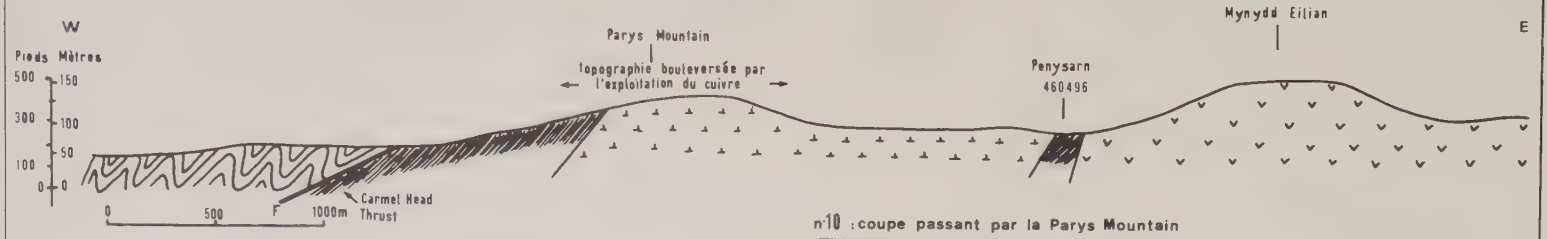
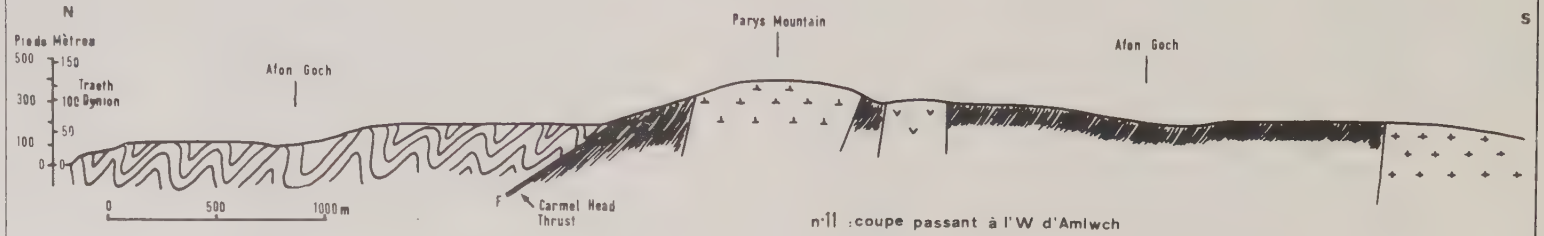

SSW
NNW
NNE
LLANFAIRYNGHORNWY
MYNYDD Y GARN
315906
PEN Y FOEL
206899
LLYN GARREG LWYD
SSE
pieds mètres
500
400
300
200
100
0
150
100
50
0
gres conglomerats
shales ordoviciens
chevauchement de Carmel Head
"Green Mica Schist"
Mona Complex
New Harbour Group
"Gwna Group"
micaschistes
"Gwna Group"
micaschistes
0
1000 m
fig46 ANGLESEY: 7,8,9
NORD, NORD-OUEST ET NORD
⑦
NNW
PORTRYPISTYLL
CESTYLL
CAERBEGOG
ISAF
340925
SH 39
SH 38
MYNYDD
MECHELL
SSE
NW
SE
TY NEWYDD
LLANBABO
"South Stack Series", grès
Mona Complex
chevauchement de
Carmel Head
ordovicien
conglomerats et shales
tufs et grès
"GreenMica Schist"
"New Harbour Group"
0
1000
⑧
NNW
SSE
NNE
SSW
PORTHYRYCHEN
MYNYDD EILIAN 473917
HEBO
pieds mètres
500
400
300
200
100
0
150
100
50
0
F
Amlwch Beds
Shales Ordoviciens et
dolerite
"Mona Complex"
gneiss
"Mona Complex"
shales ordoviciens
granite
"Mona Complex"
shales
ordoviciens
0
1000m
⑨

Fig. 47 : COUPES GEOLOGIQUES DU NORD D'ANGLESEY



n°10 : coupe passant par la Parys Mountain



n°11 : coupe passant à l'W d'Amlwch

LEGENDE

- felsite paleozoïque caradoc
- granite mona complex
- gneiss mona complex
- shales Ordoviciens
- "amlwch beds" mona complex

phique malgré la forte exagération des hauteurs.Il est clair qu'à Anglesey,*une (ou plusieurs?) surface d'aplanissement tronque les roches du socle précambrien,* que ce soient des micaschistes,des gneiss,des granites,des grès ou des calcaires, *ainsi que celles du Paléozoïque* (shales et grès de l'Ordovicien,Vieux Grès Rouge, Calcaire Carbonifère).*Elle tronque aussi les dykes de dolérite d'âge tertiaire*(1).

Cette surface ne se confond que très localement avec la surface infra-ordovicienne ou avec l'infra-carbonifère.Dès que l'on s'éloigne du contact du socle précambrien avec ses couvertures paléozoïques,la surface topographique des plateaux recoupe nettement le plan de discordance infra-ordovicien ou infra-carbonifère (coupes 1,2,4 et 6).

Cette surface,bien visible sur les coupes et sur le terrain,*porte des formations d'altération en place,*dont le site a été indiqué sur la carte de la figure 48.Certaines d'entre elles avaient été signalées par Greenly.

Dans le NW de l'île,à Llanfairynghornwy,près de la ferme de Pen-y-Graig (303 909),un bas plateau situé entre 60 et 80m d'altitude,tronque les roches du Mona Complex et les grès et shales de l'Ordovicien.Le socle est accidenté de petites failles et fractures NW-SE,direction que l'on retrouve dans de petits chenaux à fond plat et flancs raides,bien calibrés et de tracé rectiligne,larges d'une dizaine de mètres.Sur le flanc de l'un d'eux,une petite corniche est taillée dans des grès de l'Ordovicien,au contact avec des tufs et grès précambriens.La roche est lardée de diaclases et fissures.Elle passe localement à des limons ou des sables dans lesquels le réseau de diaclases se prolonge par des trainées noirâtres. L'altération,d'origine pédologique,a progressé le long des fissures de la roche. La coupe visible sur le terrain ne montre que la zone de départ de l'altération,

(1) Pour la signification de ces dykes,voir ci-dessous p. 609 .

là où la roche a conservé sa structure initiale mais perdu sa cohésion.Une analyse aux rayons X de la fraction argileuse de ces altérites révèle la présence d'illite nettement dominante et d'hydrobiotite (1).

Sur le flanc SE du Mynydd Bodafon (470 852),colline de quartzites précambriens culminant à plus de 150m,deux petites carrières exposent une roche complètement "pourrie" sur plusieurs mètres d'épaisseur,mais dont la structure reste parfaitement visible,avec une stratification oblique nette.C'est le Vieux Grès Rouge discordant sur les quartzites (fig.44,coupe 4).Le grès conglomératique a perdu sa cohérence et se débite en menus fragments ou en sables de couleurs bariolées.Là aussi,il s'agit d'une altération d'origine pédologique.Dans ces grès,elle a intéressé la masse de la roche et pas seulement les secteurs fissurés.L'état de ces altérites contraste singulièrement avec la forte résistance mécanique des quartzites affleurant à nu au sommet et sur les flancs raides de la colline.Les deux petites carrières se situent vers 110m d'altitude,au niveau d'un affaiblissement brutal de la pente qui n'est plus que de 16° environ,contre une trentaine en amont.

Au centre de l'Ile,près de Gwyndy et de la ferme de Hen-Shop (395 795), une carrière exploite l'auréole métamorphique d'une intrusion granitique.Sur l'un des fronts,la roche saine est un granito-gneiss fortement broyé formé de quartz recristallisé,de feldspaths très fissurés (microcline et plagioclases acides),d'un peu de chlorite,de muscovite et de carbonates (2).La roche en place passe à des formations d'altération argileuses ou limoneuses dont la fraction argileuse est dominée par la kaolinite.Les autres minéraux sont l'illite (moyenne),la vermiculi-

(1) Echantillons 72-77 et 72-78. Analyses du L.A.I41,C.N.R.S.,Paris.

(2) Echantillon 72-93. Analyse pétrographique et minéralogique du Laboratoire de Minéralogie du C.E.A.

te (faible) et la chlorite (très faible ou en traces).La kaolinite,étant déjà présente dans des échantillons de roche presque saine,est probablement héritée de celle-ci.L'altération progresse irrégulièrement le long des fissures ou des zones les plus broyées.Des éléments de roche cohérente peu altérée sont entourés par des altérites fortement argileuses.Ce type de front d'altération est lié à la structure même de la roche-mère dont le métamorphisme est plus ou moins poussé.Des shales recristallisés sont visibles sur d'autres fronts de la carrière.

Greenly,dans son ouvrage écrit en 1919,signalait déjà plusieurs cas de *roches complètement"pourries"et désagrégées sur 15 à 20m parfois:*

- à Porth Wen (402 947),sur la rive Ouest de la baie,toutes les roches,qu'elles appartiennent au Mona Complex (quartzites et shales) ou à l'Ordovicien,sont profondément décomposées en sables ou en argiles sur une quinzaine de mètres d'épaisseur.
- à Porth Swtan,vers 30-45m d'altitude (301 894),les quartzites et schistes verts du Mona Complex sont désagrégés jusqu'à 20m de profondeur au moins.Cette formation d'altération est recouverte par une dizaine de mètres de dépôts quaternaires.

Greenly avait remarqué un phénomène analogue près de Cemaes,sur la côte Nord,mais la localisation est imprécise et n'a pu être retrouvée.

Les affleurements de gneiss sont très souvent caractérisés par une altération "superficielle" pouvant atteindre plus de 20m de profondeur.La roche a perdu toute cohésion mais sa structure initiale reste parfaitement visible,avec sa foliation.Ceci est signalé au SE de Gwyndy (vers 395 792),à 45m d'altitude, à Mynachdy (315 925) vers 30-35m et sur le plateau de Nebo,à plus de 150m d'altitude. Par contre,en contrebas de ce dernier,vers le littoral,la roche est parfaitement

saine.Greenly s'étonnait de cette différence de comportement et ne comprenait pas pourquoi les gneiss affleuraient en position topographique la plus élevée,là où ils étaient les plus altérés.

Les dolérites des dykes tertiaires sont souvent très altérées à l'affleurement,ce qui les différencie nettement des intrusions de même type du Paléozoïque inférieur,généralement beaucoup mieux conservées,à situation topographique identique.Ainsi,la dolérite à olivine de Plas-Newydd (522 696),en bordure du détroit de Menai,est-elle complètement désagrégée en sables.

Ces formations jalonnent la surface d'érosion et sont corrélatives d'un système morphoclimatique propice à l'altération chimique.Elles témoignent d'un climat assez chaud et humide.Il est difficile d'en dire plus car les profils d'altération ne sont pas conservés au-dessus de l'horizon de départ.

°_°

UNE SURFACE FONDAMENTALE DOMINEE PAR QUELQUES RELIEFS RESIDUELS.

Cette surface d'érosion n'a pas raboté toutes les roches d'Anglesey,sans exception.L'exemple du *Mynydd Bodafon*,déjà cité,montre que les quartzites précambriens constituant cette colline,ont été épargnés par l'altération qui a désagré-

gé,sur plusieurs mètres d'épaisseur,les grès conglomératiques du Vieux Grès Rouge affleurant sur son flanc SE.Sur son versant NW,très raide,les quartzites donnent une corniche rocheuse subverticale dominant les micaschistes du Mona Complex et les shales ordoviciens.Le Mynydd Bodafon est un relief résiduel,*un inselberg de résistance*,émergeant d'une quarantaine de mètres de la surface d'érosion environnante.Il faut noter que ce relief existait déjà au Dévonien,comme en témoigne la nature du conglomérat de base.

Un phénomène analogue est observé au NW de l'île,près de la coupe de Pen-y-Graig,avec le *Mynydd y Garn*,formé de grès et de conglomérats ordoviciens (fig.46,coupe 7): ceux-ci donnent un relief résiduel d'une trentaine de mètres d'énergie.*L'intrusion de felsite de la Parys Mountain* a également créé un relief résiduel dominant d'une trentaine de mètres une surface tronquant les divers éléments du Mona Complex et de l'Ordovicien (fig.47,coupes 10 et 11).

Dans le cas du Mynydd Bodafon,du Mynydd y Garn et de la Parys Mountain, l'origine du relief,par érosion différentielle est très probable,car *les contacts lithologiques coïncident assez exactement avec les contours de ces collines*.La présence d'altérites très épaisses sur le flanc même du Mynydd Bodafon suggère que la mise en relief de ces inselbergs s'est faite par "*downwearing*".

La surface d'érosion actuellement observée n'est pas parallèle au front d'altération: elle tronque indifféremment de la roche saine ou des altérites.Elle n'a épargné que les affleurements de roches particulièrement résistantes à l'altération chimique,comme la felsite de la Parys Mountain,les grès du Mynydd y Garn ou les quartzites du Mynydd Bodafon ou ceux de la Holyhead Mountain.

---

(1) De composition chimique proche de celle des rhyolites,les felsites ont une texture différente.Ce sont des roches intrusives "dévitrifiées" par suite d'une lente recristallisation.Les cristaux de feldspaths alcalins et de quartz sont intimement imbriqués,donnant une roche très résistante à l'altération chimique.

La mobilisation d'une partie des altérites nécessite des processus d'érosion superficielle abaissant la surface topographique sur elle-même,tout en respectant les contours des inselbergs de résistance (voir 3ème Partie,p.606).

Ce schéma diffère complètement des interprétations des auteurs britanniques.Pour Greenly (1919),après les épisodes marins du Mésozoïque et le dépôt d'une couverture de craie,l'île d'Anglesey aurait été arasée au Néogène par l'abrasion marine,puis aurait connu une évolution sub-aérienne engendrant trois plates-formes d'érosion étagées: la *Monadnock Platform* vers 550 pieds,la *Tregarth Platform* vers 430 pieds,dont il ne resterait que quelques replats sur les versants des monadnocks,et la *Menaian Platform*,inclinée de 300pieds,à l'Est,à moins de 150,à l'Ouest. Ces plates-formes seraient séparées par des escarpements d'érosion cyclique .L'argumentation de Greenly est basée uniquement sur les similitudes d'altitudes et fait référence à des résultats de même type obtenus en Caernarvonshire (Dewey,1918).

C.Embleton (1964) conteste le schéma de Greenly.IL considère qu'il est difficile d'admettre que des processus d'érosion aient pu tronquer le socle précambrien d'Anglesey depuis la fin du tertiaire.Certains des escarpements d'érosion cyclique de Greenly auraient en fait une toute autre origine: l'un d'eux serait le rebord d'un chenal glaciaire.D'autre part,en partant des cartes topographiques au 25 000 ème,Embleton remarque qu'entre 60 et 680 pieds,*il n'existe aucune altitude où l'on ne puisse retrouver des restes de plates-formes*.Il est donc illusoire de privilégier telle ou telle altitude,comme l'a fait Greenly.Cependant Embleton reste fidèle à l'hypothèse de l'abrasion marine pour expliquer l'origine de l'a-

planissement: des changements fréquents mais de faible amplitude du niveau marin seraient responsables des variations d'altitude.A certains niveaux,mieux représentés dans la topographie,la mer aurait stagné plus longtemps.Pour Embleton,toutes ces plates-formes d'abrasion marine sont d'âge pleistocène et auraient été façonnées pendant les interglaciaires.L'érosion marine pleistocène n'aurait fait qu'enlever une couverture mésozoïque peu résistante en exhumant la topographie antérieure.Le front NW de la Snowdonia serait lui aussi prê-triasique,alors que Greenly y voyait un effet de la tectonique tertiaire.

Le travail d'Embleton illustre une tendance générale de l'école géographique britannique.Ces hypothèses se heurtent malheureusement à certains faits: elles ne tiennent pas compte de la position structurale particulière d'Anglesey, dans le cadre des Calédonides,ni des *formations superficielles corrélatives d'une évolution en milieu continental*.

L'examen des altitudes ne peut,en lui-même,déceler des surfaces d'érosion puisqu'il suppose *a priori* que celles-ci n'ont pas été déformées et qu'elles ont une certaine allure,choisie d'avance par l'observateur.Cette méthode de travail aboutit à une impasse,car elle méconnaît les réalités tant géologiques que morphologiques.

La position structurale du bloc d'Anglesey,resté en marge immédiate des zones les plus actives de subsidence (au Paléozoïque inférieur) ou de soulèvement (au Tertiaire),a eu pour corollaire la *minceur des couvertures sédimentaires du Paléozoïque*.Cela a facilité l'exhumation précoce du socle précambrien et explique que des roches par ailleurs résistantes aient pu être aplanies,tout en permettant ensuite une bonne conservation des aplanissements.Du Mésozoïque,il ne

reste rien.Il est peu probable que cette absence soit due à l'érosion: Anglesey est rattachée à la "Plate-forme de Holy Island",petit bouclier stable,ayant échappé à toute subsidence notable au Mésozoïque (voir supra p.111 et 159).

C'est l'histoire géologique de l'île qui explique les faibles altitudes d'Anglesey et non la nature du socle qui la constitue et dont certaines roches sont parmi les plus résistantes du Massif Gallois.

L'évolution morphologique pré-quaternaire a été presque constamment de type continental.Etant donné l'altitude de l'île,il est possible et même probable qu'elle fut submergée au Néogène,comme d'autres régions britanniques,mais cet éventuel épisode (ou ces épisodes) marin n'a pas marqué profondément le paysage.Les escarpements d'érosion cyclique de Greenly sont bien souvent des formes structurales aisément explicables.

*Anglesey correspond à une surface d'érosion fondamentale dont l'élaboration est inséparable d'une puissante altération chimique qui n'a épargné que quelques noyaux de roches plus résistantes.La surface,elle-même,résulte du déblaiement inégal des altérites,mettant en relief des inselbergs,tronquant ailleurs les arènes ou la roche saine.*A part quelques exceptions,les dénivellations topographiques sont faibles,de l'ordre d'une trentaine de mètres.

° °
°

UNE SURFACE FONDAMENTALE FAIBLEMENT DEFORMEE ET DISLOQUEE (fig.48 hors-texte).

Les coupes des figures 44 ,45,46 et 47 montrent que la surface d'érosion se situe à des altitudes variables: à moins de 40m au Sud de l'île (coupe 3),elle passe à une soixantaine de mètres au centre (coupes 1 et 2),à 80-90m au NNW (coupes 7 et 8) et à 150m au NE (coupe 6) et au Nord,sur le Mynydd Eilian (coupe 9). On peut affirmer qu'il s'agit bien de la même surface,car il y a continuité topographique dans au moins une direction: ainsi,pour le Mynydd Eilian qui culmine à 178m,donc à une altitude supérieure à celle de la Parys Mountain,la coupe 9 montre clairement qu'une même surface d'érosion tronque les shales ordoviciens,le granite et les gneiss du Mona Complex,bien que les altitudes passent de 30m au Sud à plus de 150m au Nord.Le front Nord du Mynydd Eilian est un grand escarpement,créant dans le paysage une forme vigoureuse d'une centaine de mètres de dénivellation,dominant une basse plate-forme littorale située vers 35m d'altitude. Celle-ci se raccorde elle-même,en continuité topographique,avec le bas plateau de Llanbadrig,plus à l'Ouest (vers 390 930),et de Llanfechell (370 911) qui apparaît sur la coupe 8,recoupant micaschistes,tufs et grès,vers 30m d'altitude.

Ces bas plateaux bordant la côte Nord d'Anglesey ne peuvent s'expliquer par la simple érosion différentielle: dans le secteur d'Amlwch,le Mona Complex est formé d'une série schisto-gréseuse avec des bancs gréseux massifs,au moins aussi résistants que les shales du sommet du Mynydd Eilian.Ces bas plateaux qui portent des formations d'altération puissantes (voir ci-dessus),prolongent,en continuité topographique,ceux du centre de l'île,visibles sur les coupes 1 et 3,par exemple.Ainsi,de proche en proche,on retrouve la même surface d'érosion fondamentale,que ce soit dans le centre de l'île,vers 30-50m,au Nord à 30-40m ou au My-

nydd Eilian à 150m.

De ce qui précède,il ressort que *l'escarpement du front Nord du Mynydd Eilian est une forme structurale d'origine tectonique,liée à une flexure déformant la surface fondamentale*.Vers l'Ouest,l'escarpement perd de l'ampleur et au niveau de la ferme d'Abererch (464 919),il n'a plus que 30m de commandement,dans les schistes verts du Mona Complex.Au-delà,il disparaît.

Sur le flanc Ouest du Mynydd Eilian (coupe 10) et de la colline de Nebo, un talus NNE-SSW de 60m de commandement domine le plateau formant le soubassement de la Parys Mountain.Celui-ci et le sommet des deux collines se raccordent vers le Sud avec la même surface d'érosion (coupes 9 et 11).Il est donc logique de voir dans ce talus un escarpement lié à une flexure de la surface fondamentale (coupe 10).Ce talus recoupe transversalement les affleurements précambriens et paléozoïques,de même que le front Nord du Mynydd Eilian ne coïncide pas avec un contact lithologique.

L'étude du secteur du Mynydd Eilian a donc mis en évidence non seulement un *basculement de la surface fondamentale du Nord vers le Sud,mais aussi des accidents de court rayon de courbure,du type flexure*.

Le relief actuel est conforme à ces déformations.On voit combien était vain l'examen des altitudes pour essayer de définir les formes de relief: la Parys Mountain est un relief résiduel perché au-dessus de la surface fondamentale qui s'étend à ses pieds,mais passe aussi au sommet du Mynydd Eilian,à une altitude nettement plus élevée.

Des déformations de même style ont eu lieu au NW de l'île,dans la région

du Mynydd y Garn (coupe 7),où la topographie est absolument indépendante des contacts lithologiques,sauf pour le Mynydd y Garn lui-même qui est un relief résiduel d'érosion différentielle.Les divers éléments du socle précambrien,les shales et grès de l'Ordovicien sont tronqués par la même surface.Vers le NW,le soubassement du Mynydd y Garn s'incline très légèrement de 120 à 75m.Vers le Sud (coupe 7) et l'Est,il s'incline plus rapidement jusqu'à moins de 60m.Vers le NNE (coupe 7), il domine par un escarpement assez vigoureux une basse plate-forme littorale située vers 30m d'altitude et déjà évoquée précédemment.Comme cet escarpement ne coïncide pas avec un contact lithologique,il est logique d'y voir l'influence d'une faille ou plutôt d'une flexure.Sur la coupe 7,elle se localise au niveau du chevauchement de Carmel Head,au contact des sédiments ordoviciens à dominante gréseuse et du socle précambrien; mais,de part et d'autre de la coupe,le tracé de l'escarpement s'écarte de ce vieil accident structural.

L'Est de l'île présente aussi des déformations notables de la surface fondamentale: la coupe 5 traverse d'abord un plateau situé vers 60m qui se prolonge vers l'Est,en direction de Beaumaris,en se relevant légèrement jusqu'à 90m,et vers le Sud du détroit de Menai où il s'abaisse à 30-40m.Par contre,vers le Nord, au niveau de la coupe,il est dominé par un abrupt de 75m de dénivellation,de regard Sud,interrompant les sommets tabulaires du Mynydd Llwydiarth (coupe 5).De part et d'autre de l'abrupt,ce sont les mêmes micaschistes du Mona Complex qui affleurent.Vers l'Est,le bas plateau et ces hautes buttes se raccordent avec la même surface.L'abrupt correspond donc probablement à une flexure dénivelant la surface fondamentale.

La carte de la figure 48 synthétise les résultats précédents en indiquant les principales déformations de la surface fondamentale.

Le réseau hydrographique,pour l'essentiel,est remarquablement conforme à l'inclinaison et aux ondulations de celle-ci: il s'est mis en place sur cette surface déformée.L'incision du réseau marque un changement dans les conditions de l'écoulement par rapport à la période antérieure où s'élaborait la surface.

°.°

UNE EVOLUTION APPALACHIENNE A PEINE EBAUCHEE.

La surface fondamentale est bien conservée dans le socle précambrien,en raison de la nature des roches.*Les formes d'érosion différentielle y sont rares et toujours médiocres:* sur la coupe 8,on voit que les contours de l'affleurement de grès feldspathiques métamorphisés du Mynydd Mechell sont marqués par un petit talus d'une vingtaine de mètres de dénivellation.

*Les sédiments paléozoïques offraient un potentiel beaucoup plus intéressant à l'érosion différentielle,*avec des shales,des grès et des calcaires.Dans deux secteurs,les formes structurales sont nettes:

- dans la région de Llanallgo (coupes 4 et 1),le calcaire carbonifère donne une série de cuestas dont le front est accidenté de petites corniches rocheuses.La roche "tendre" correspond ici à des grès plus ou moins conglomératiques emballant des dragées de quartz.La dépression marécageuse drainée par l'Afon Lligwy (coupe 4) coïncide ainsi avec l'affleurement des grès formant la base du Calcaire Carbo-

nifère (au sens stratigraphique du terme).Une carrière située dans la dépression (489 860) permet de constater qu'ils se désagrègent très facilement; plus ou moins grossiers,selon les niveaux,ils sont friables et passent vers le haut à des sables ocre-rouille.Entre les grains de quartz,les interstices sont occupés par de la kaolinite très bien cristallisée (1).Il est probable que la décimentation de ces grès,accompagnée de la néogenèse de kaolinite est antérieure au dégagement de la cuesta calcaire: la dénivellation n'est que d'une quarantaine de mètres au maximum et la désagrégation d'un grès peut atteindre cette profondeur.Dans cette hypothèse,le déblaiement de l'arène sableuse s'explique aisément.

- dans la région de Beaumaris-Llangoed (coupes 5 et 6),le contact du socle précambrien (micaschistes,calcaires,spilites...) avec les shales ordoviciens est marqué par un escarpement d'une cinquantaine de mètres de commandement,au Nord de Beaumaris et d'une centaine de mètres,au Nord du Mynydd Llwydiarth.L'escarpement,très vigoureux,incisé de courts ravins,s'explique par le grand contraste de résistance entre le socle et sa couverture paléozoïque,et par la forte pente de la surface infra-ordovicienne.Au Nord de Llangoed,le contact du calcaire carbonifère et des shales ordoviciens donne une forme moins nette,sauf à Meriandyrys où la cuesta calcaire est soulignée par une corniche rocheuse (603 811).

En dehors des deux cas qui précèdent,*le travail de l'érosion différentielle n'a généralement pas abouti à une topographie très contrastée,car l'énergie du relief était trop faible*.La grande dépression marécageuse de Malldraeth (Cors Ddeugae),au Sud de Llangefni,a été excavée dans les grès friables du Millstone Grit et les shales du Houiller (coupe 2).Large de 2,5 km environ,située à

---

(1) Cette kaolinite n'est pas d'origine détritique car la forme hexagonale des cristaux est parfaitement conservée.Elle ne résulte pas,non plus,de l'altération de minéraux contenus dans la roche,mais bien d'une néogenèse: la cristallisation s'est faite dans les interstices de la roche (Cf: Greenly,1919,p.660).

moins de 4m d'altitude,elle a été remblayée par des sédiments marins holocènes. Cette dépression d'axe NW-SE coïncidait probablement déjà avec une légère ondulation synclinale de la surface fondamentale: en effet,au NE de Llangefni,où affleurent le calcaire carbonifère et des éléments du Mona Complex,roches qui permettent ailleurs une bonne conservation de la surface d'aplanissement,la topographie est celle d'une gouttière allongée du NE au SW,dans le prolongement des marais de Malldraeth.

Conclusion sur l'évolution morphologique pré-quaternaire:

Les grands traits du relief d'Anglesey dérivent d'une surface d'érosion fondamentale élaborée en milieu continental,nivelant toutes les roches du socle précambrien et des ses couvertures paléozoïques,à l'exception de quelques inselbergs de résistance.Cette surface a été basculée du NNE vers le SSW.Ses déformations et son inégal soulèvement ont guidé l'enfoncement du réseau hydrographique et le travail de l'érosion différentielle.Les conditions ont été rarement propices au dégagement de belles formes structurales.

Ce schéma ne retient que l'essentiel pour la compréhension du relief actuel.Des épisodes mineurs d'abrasion marine ne sont pas exclus: en effet,les altitudes de deux des inselbergs (Mynydd y Garn,Mynydd Bodafon),ainsi que celles atteintes par la surface fondamentale au Nord et à l'Est de l'île (Mynydd Eilian, Nebo,Mynydd Llwydiarth) sont étrangement voisines de 160-180m.Il ne reste aucun dépôt significatif sur ces hauteurs,mais il est possible que la similitude des altitudes s'explique par l'abrasion marine.Les secteurs concernés constituaient de faibles volumes,facilement attaqués de toute part par les vagues,d'autant que la roche était parfois altérée en surface (1).Cet éventuel épisode marin n'a ap-

(1) C'est un problème identique qui se pose pour les collines de Vieux Grès Rouge de la presqu'île de Gower (voir ci-dessous p.256).

porté tout au plus que de modestes retouches à un cadre topographique fixé antérieurement.Il se placerait après les déformations de la surface fondamentale.

°_°

UNE ILE MODELEE PAR LES GLACES.

Dans le cadre du Massif Gallois,Anglesey se singularise par la rareté des débris de gélifraction sur les interfluves.La roche affleure souvent à nu, que ce soient des gneiss,des granites,des micaschistes,des quartzites,des calcaires,des grès ou des intrusions de dolérite.Les fronts de carrière montrent une roche massive et peu gélivée,jusqu'à la surface.

Une observation détaillée révèle un polissage accompagné parfois de stries.Le relief est chaotique,avec un moutonnement de bosses dissymétriques, généralement allongées du NE au SW; la roche nue est polie et arrondie à l'extrêmité NE,rugueuse et déchiquetée sur le flanc opposé,plus raide.Entre les bosses,le substrat disparaît sous des dépôts meubles composés d'un matériel anguleux d'origine locale,mêlé à quelques erratiques.Cette topographie est l'œuvre d'une calotte de glaces et s'explique par la *mise à jour du front d'altération exhumé des altérites formées précédemment*.Selon les cas,les irrégularités ont été légèrement exagérées ou atténuées.Dans l'ensemble,*l'érosion glaciaire a été très sélective:*là où la roche saine affleurait,les glaces l'ont polie ou striée;

les altérites argilo-limoneuses semblent avoir été déblayées plus aisément que les formations sableuses.Il n'est pas rare de voir des arènes sableuses conservées sous les depôts glaciaires.

Ce type de modelé est observé à des altitudes variables: à plus de IOOm au Sud de Llanddona (vers 570 780),à 150m autour de Llanddona ou au sommet du Mynydd Bodafon,vers 50m autour de Llangaffo (vers 443 682) et à moins de 35m au Nord de Llanfair-yn Neubwll (vers 300 775) ou le long de la côte septentrionale, près d'Amlwch.Là,des falaises taillées dans des schistes cristallins plongeant vers la mer,ont été rabotées et polies par les glaces.Les dalles de schistes, presque verticales,ont été arrondies; toutes les aspérités ont disparu.Dans ce secteur (vers 465 935),les glaces s'écoulaient perpendiculairement au tracé des falaises et étaient pressées contre elles (Greenly,1919,p.700).

Le long de la côte occidentale,entre Valley et Llanrhyddlad,la roche nue est plus rare; on passe progressivement de la roche saine à la roche gélivée, puis aux débris de gélifraction et enfin aux formations typiquement glaciaires ou fluvio-glaciaires contenant des erratiques et des galets striés.

Les dépôts d'origine glaciaire ou,plus souvent,fluvio-glaciaires se concentrent essentiellement dans les dépressions accidentant la surface fondamentale,particulièrement lorsqu'elles sont orientées NE-SW,conformément à la direction de l'écoulement glaciaire.

A Pentraeth (522 788),la dépression longitudinale drainée par l'Afon Ceint est occupée par un matériel stratifié et trié où alternent sables,graviers et galets anguleux.La stratification nette témoigne de l'action des eaux dans l'accumulation.Pour Embleton (1964),ce sont des dépôts de chenaux sous-glaciaires.

Le long du détroit de Menai,près de Penmon (630 803),des sédiments proglaciaires bien stratifiés sont recouverts par un head d'origine locale et sont entaillés en falaise par la mer.

La stratigraphie du Quaternaire est encore mal établie à Anglesey et les corrélations avec les autres régions britanniques restent hasardeuses.A Anglesey,on ne retrouve les traces que d'une seule avancée glaciaire,se déplaçant du NE vers le SW,depuis la cuvette de la mer d'Irlande.C'est la *Main Anglesey Advance* des auteurs britanniques.D'après Whittow et Ball (C.A.Lewis, 1970,chap.2),elle se placerait au *Devensien supérieur* (vers 18.000BP)(Bowen,in Owen,1974).Au même moment,les glaciers qu'alimentait la Snowdonia n'ont pas (1) atteint l'île et,inversement,il n'y a pas de matériel provenant d'Anglesey,au SE du détroit de Menai.Ce dernier s'est formé dans la zone de contact des deux systèmes glacaires,mais Greenly avait déjà noté qu'il ne s'agissait pas d'un simple chenal glacaire: à l'origine,il y avait deux vallées divergentes,orientées respectivement NE-SW et SW-NE.Le secteur central du détroit,de tracé presque N-S,est accidenté d'un seuil rocheux recouvert de 3m d'eau à marée basse. Pour Embleton,il a été creusé par les eaux de fonte s'écoulant du NE vers le SW, conformément à la pente générale de l'inlandsis,lors de la débâcle glacaire (Embleton,1964).

Il semble qu'Anglesey fut recouverte entièrement par les glaces.Seul, le sommet de la Holyhead Mountain,tapissé de débris de gélifraction peu épais, a peut-être échappé à cette invasion.*Le rôle des glaces,venues du NE,fut de nettoyer la roche saine de ses altérites.*Les stries sont plus rares que les roches moutonnées,ce qui prouve la faiblesse de l'abrasion glaciaire.

(1) Cependant,Greenly a repéré de nombreux erratiques provenant de la Snowdonia, sur une largeur de 5 km au delà du détroit.Ils seraient contemporains d'une glaciation antérieure (Whittow et Ball,1970) qui reste à préciser.

La fraîcheur des formes est étonnante pour un épisode remontant à plus de 14000 BP (voir p.660).Sur les interfluves,l'érosion post-glaciaire a été remarquablement réduite: la topographie de roches moutonnées est souvent parfaitement conservée,comme si le polissage était un facteur de protection,exagérant en quelque sorte l'imperméabilité de la roche saine.

L'importance des affleurements de roche nue explique le tracé rectiligne de nombreuses petites rivières secondaires,guidées par les fissures de la roche.Dans les dépressions,les accumulations fluvio-glaciaires ont désorganisé le réseau hydrographique et multiplié les zones marécageuses,à des altitudes très variables: le Cors Bol est à 45m,le Cors Bodwrog à 65m,le Cors Goch vers 80m.

°°°

Dans le cadre du Massif Gallois,Anglesey est une petite région (750 km2 environ),au relief peu contrasté,tout en nuances.Cette apparente médiocrité cache une très grande diversité géologique,faisant de l'île un véritable musée pour les pétrographes.*L'uniformité relative des paysages a une triple origine: un socle dont la résistance offrait peu de prises à l'érosion différentielle; une position structurale assez stable depuis le Paléozoïque supérieur; un modelé glaciaire original résultant d'un travail de polissage et de déblaiement d'altérites plutôt que d'érosion puissante.*

Les principales étapes de l'évolution morphologique pré-quaternaire ayant marqué le paysage actuel d'Anglesey ont pu être replacées dans une chronologie relative.Par contre,les données réunies n'ont pas permis d'en préciser l'âge.On sait seulement que l'élaboration de la surface fondamentale s'est achevée après la mise en place des dykes de dolérite qu'elle tronque et qui sont vraisemblablement éocènes.Les déformations de la surface peuvent être rapprochées des importants mouvements tectoniques néogènes,mis en évidence grâce au sondage de Mochras.Le principal responsable de cette imprécision est l'épisode glaciaire qui a effacé d'Anglesey la plupart des formations corrélatives des phases antérieures.

B) LE PEMBROKESHIRE ET L'OUEST DU CARMARTHENSHIRE (1).

Le Pembrokeshire forme la péninsule la plus occidentale du Pays-de-Galles,entre le Canal St George et le Canal de Bristol.La côte,presque toujours accidentée de falaises subverticales,est généralement très découpée,avec de minuscules petites criques séparant les promontoires rocheux.Au Sud,la baie de Milford Haven pénètre profondément à l'intérieur des terres ,au débouché du modeste Cleddau (2).

Le Pembrokeshire et l'Ouest du Carmarthenshire se composent de plusieurs petites régions offrant chacune des caractères propres: ce sont les presqu'îles de Castlemartin-Tenby,de Marloes et de St David's,la cuvette d'Haverfordwest passant vers le Nord à des plateaux vallonnés,enfin les Mynydd Prescelly et les collines des environs de Fishguard.

La diversité des paysages n'exprime que très imparfaitement la complexité de la structure géologique.La gamme des roches est aussi large qu'à Anglesey. Leurs âges s'échelonnent du Précambrien au Carbonifère.Si les falaises marines offrent d'excellentes coupes,par contre,à l'intérieur des terres,la structure est beaucoup plus difficile à déchiffrer en raison de la rareté des affleurements, dans de vastes secteurs; cependant,c'est ici,le long de la côte méridionale du Pembrokeshire,que sont conservés quelques uns des témoins les plus intéressants de l'évolution du Massif Gallois au Néogène.

---

(1) Cartes topographiques à 1/63 360 :n° 138/151,139,152.
à 1/20 000 :séries SM,SN et SR 89-99 et SS 09-19.

Cartes géologiques à 1/63 360 : n° 226/227,245,228,229.

(2) En mars 1975,un pont a été mis en service au-dessus de la baie de Milford, près de Neyland.Il a considérablement facilité les communications entre le Nord et le Sud du Pembrokeshire.Auparavant,le premier pont sur le Cleddau était à Haverfordwest.

1°) LES HERITAGES PRE-QUATERNAIRES DANS LE RELIEF ACTUEL.

Vue des falaises de Broad Haven,le long de la baie de St Brides,la presqu'île de St David's évoque un paysage d'archipel émergeant de la mer,avec les grosses collines du Carn Llidi,du Carnedd Lleithr,du Carn Ffald et du Penberr posées sur une plate-forme.Cette ressemblance explique que Ramsay,dès 1842,dans un rapport sur la géologie de cette région,y voyait une *ancienne surface d'abrasion marine,* où les vagues et la houle n'auraient épargné que quelques ilôts particulièrement résistants.Cette interprétation fut jugée suffisamment convaincante pour être admise,par la suite,par la quasi totalité des géologues et géographes (cf.Jehu,1904; Cox,Green et Pringle,1930; T.N.George,1970).

Par analogie avec le Massif de Cornwall,on considérait que la surface d'abrasion était l'œuvre de la mer pliocène.Etendant l'explication à l'ensemble du Pembrokeshire,ces mêmes auteurs voyaient dans un stationnement marin,successivement à 600,400 puis 200 pieds,l'origine de la topographie étagée repérée sur les cartes topographiques.Cependant,pour A.Miller,le niveau de 600 pieds (180m) ne serait pas marin mais d'origine subaérienne (A.Miller,1937).

Il est remarquable que l'on n'ait jamais évoqué,à propos de la presqu'île de St David's,le paysage des *inselbergs tropicaux*.La proximité de la mer,l'analogie avec les plates-formes de Cornwall qui portent des dépôts marins,la croyance dans l'efficacité de l'abrasion marine expliquent le succès de l'hypothèse émise par Ramsay et développée par ses successeurs.

L'analyse morphologique confirme-t-elle ces vieilles théories?

°°°

a) La presqu'île de St David's.

Elle est l'un des trois secteurs où affleure le socle précambrien,les deux autres étant la région de Treffgarne et celle de Talbenny-Johnston,au Sud d'Haverfordwest.

Il se compose de deux grandes catégories de roches n'ayant subi,ni l'une ni l'autre de véritable métamorphisme:

- un ensemble volcanique,le *Pebidien*,formé surtout de tufs rhyolitiques.Les faciès vont du tuf siliceux très fin,à fracture conchoïdale rappelant le silex,au tuf conglomératique pauvre en matrice fine (J.W.Baker,1971).Au NW de Treffgarne,des rhyolites et brèches volcaniques se rattachent au Pebidien,tout en constituant une série distincte.
- un ensemble de roches intrusives,le *Dimetien* et la *Johnston Series*.Il comprend, entre autres,des intrusions de granophyre,près de St David's,et,dans la région de Hay Castle,des intrusions de microgranite porphyroïde ou de microgranodiorite et des dykes de dolérite ou de diorite.

D'une façon générale,le socle précambrien est assez résistant.Seuls,certains faciès,comme ceux de la "Ramsey Sound Series" sont fragiles: ce sont des tufs très fissiles.

De part et d'autre de l'anticlinal précambrien de St David's,la couverture du Paléozoïque inférieur (Cambrien et Ordovicien) est redressée presqu'à la verticale.Le Cambrien inférieur est surtout gréseux ou conglomératique.Le Cambrien moyen et supérieur est formé principalement de mudstones et d'ardoises, avec des bancs gréseux intercalés.De même,l'Ordovicien inférieur (Arenig) est-il plutôt arénacé à la base,tandis que les ardoises et mudstones dominent vers

le haut.Des intrusions de gabbro,de dolérite ou de norite se sont mises en place, vraisemblablement à la fin du Silurien,lorsque les couches étaient déjà redressées,mais avant l'acquisition du clivage (R.Roach,in A.Wood,editor,1969,p.429).

Les gabbros et norites de la presqu'île de St David's sont des roches à grain grossier,formées de 50 à 70% de plagioclases surtout calciques (labrador) et de pyroxènes.Selon les proportions d'augite et d'hypersthène,il existe toutes les transitions entre les gabbros et les norites.Dans certains faciès,le pourcentage de magnétite peut atteindre 10%.

Par leur composition minéralogique,ces roches devraient être sensibles à l'altération chimique.Or,elles *coïncident systématiquement avec des reliefs résiduels*.Cette résistance,déjà observée dans de nombreuses autres régions du monde (cf. P.Birot,1962,p.207 ou 1965,p.198),résulte vraisemblablement de leur *très faible perméabilité et de l'espacement des diaclases*.

L'exemple du Carn Llidi est significatif: c'est une grosse intrusion de gabbro,traversée par un réseau de fissures espacées de plusieurs mètres.Au sommet,la roche est découpée en gros volumes à contours grossièrement arrondis. Le profil se caractérise par trois secteurs (Planche II,A).

- une rupture de pente nette,à la base au contact avec le soubassement.
- des bas versants rectilignes,inclinés de 6 à 7°,où la roche affleure à nu en amont,puis disparaît progressivement sous de minces dépôts de pente.
- des sommets rugueux,irréguliers,où la roche est à nu.

Le contact de l'intrusion et des mudstones ordoviciens ne coïncide pas avec la rupture de pente basale; il se situe à mi-versant,là où la pente passe de 7 à 23° et où la lande fait place aux champs et aux prairies.Le versant raide,en amont du contact,est parsemé de gros blocs de gabbro détachés des corni-

ches sommitales et descendus par gravité.Les mudstones portent une pierraille de gélifraction épaisse de quelques dizaines de centimètres seulement.

Les petites intrusions basiques,en forme de dykes ou de sills,donnent, à l'Ouest de St David's,des monticules rocheux nettement en relief par rapport au plateau environnant.Celle de Clegyn Boia (SM 738 521) est formée de dolérite grise très résistante sous le marteau.Le contact est brutal avec le soubassement schisteux.Les flancs sont très raides,dépassant souvent 30°.La roche y est à nu jusqu'au bas du versant.Dans ce type de relief résiduel,les contours coïncident exactement avec les limites de l'intrusion,elle-même de faible volume.

En dehors des intrusions basiques,la variété lithologique ne s'exprime pas dans la topographie,sauf le long du littoral où le tracé de la côte reflète fidèlement la lithologie (cf.Owen,1973,p.30-31).Tufs rhyolitiques,grès,shales, mudstones sont *tronqués par une même surface d'érosion* qui pourrait logiquement être assimilée à une plate-forme d'abrasion marine,si elle ne portait des *formations corrélatives d'une puissante altération chimique,désagrégeant les roches sur plusieurs mètres d'épaisseur.*

Elles ont été repérées surtout dans l'Est de la presqu'île et au Nord des collines de Treffgarne:

- Le granophyre de St David's qui donne un promontoire rocheux à l'Est de la baie de Porthlisky,est généralement désagrégé en arènes sableuses sur plusieurs mètres de profondeur,à l'intérieur des terres.
- Les microgranites porphyroïdes étaient autrefois exploités en sablière,à l'Est de Treffynnon et dans plusieurs autres endroits (Williams,1934).
- Les dolérites à grain moyen ou grossier se désintègrent en graviers près de Pen-y-Bank (SM 895 295).
- Certains tufs ryholitiques du Pebidien,profondément"pourris",ont perdu leur

cohésion,par exemple,près de St Edrins (gravière de Treddiog,SM 891 285),près de Knaveston (vers SM 875 244) et sur le flanc SW de la Cuffern Mountain.
- Les conglomérats de base du Cambrien,bien que quartzitiques,ont été désintégrés sur plusieurs mètres de profondeur à Tre-Rhos-Moor (SM 924 272) où ils étaient autrefois exploités en sablière (H.Thomas et O.T.Jones,1912).

Ces formations se situent à des *altitudes extrêmement variables,entre 60 et plus de 150m,mais toujours en position d'interfluve*.Elles témoignent d'une météorisation du substrat rocheux,sous un climat suffisamment humide et chaud. La surface d'érosion qui les porte n'est pas plane mais affectée d'une double inclinaison du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest.Les reliefs résiduels coïncidant avec les intrusions basiques sont des *inselbergs de résistance qui ont été dégagés,non par recul des versants parallèlement à eux-mêmes,mais par abaissement des piedmonts sur eux-mêmes;* sinon,le volume de l'inselberg ne coïnciderait pas exactement avec celui de l'intrusion.

°₀°

b) La presqu'île de Marloes.

Au Sud de la baie de St Brides,elle présente de nombreux points communs avec celle de St David's.Cependant,la topographie est plus vallonnée qu'à

St David's et il manque les collines et chicots rocheux si caractéristiques de cette presqu'île.

La structure géologique apparaît sur les deux coupes de la figure 49. L'île de Skomer et la pointe de Wooltack sont formées d'une série volcanique de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur (Ziegler,1969) et de sédiments gréso-schisteux dont l'âge s'échelonne de l'Ordovicien moyen au Silurien supérieur.La série volcanique correspond presque exclusivement à des coulées de laves et à des ignimbrites,contrairement à ce que l'on observe plus au Nord,où dominent les tufs.Tous les types de roches sont représentés: basaltes,rhyolites, kératophyres,ignimbrites...(H.H.Thomas,1911).

Les formations du Paléozoïque inférieur sont en contact faillé avec les sédiments arénacés du Vieux Grès Rouge inférieur (grès rouges et siltstones de même couleur,d'origine fluviatile).Le socle ordo-silurien est haché de failles, à l'origine des nombreuses petites baies découpant la côte septentrionale.Le Vieux Grès Rouge est déformé en plis étroits,d'axe WNW-ESE.Cette tectonique faillée et plissée *ne donne rien dans la topographie* (fig.49).Les courbes de niveau recoupent indifféremment les limites d'affleurement.

Seuls,quelques contacts lithologiques fortement contrastés s'expriment dans le relief.Ainsi,l'affleurement des schistes et mudstones du Llandeilo coïncide-t-il,au Sud de Marloes,avec une légère dépression empruntée par le cours d'une petite rivière.Ailleurs,*une même surface d'érosion tronque indifféremment le socle ordo-silurien et le Dévonien plissé* (1).A l'Est de Marloes,les grès et

(1) Le terme de "couverture",ici,convient mal pour le Vieux Grès Rouge inférieur, car le Dévonien est concordant sur le Silurien supérieur.L'orogenèse calédonienne ne s'achève qu'après la sédimentation du Vieux Grès Rouge inférieur(supra p. 47).

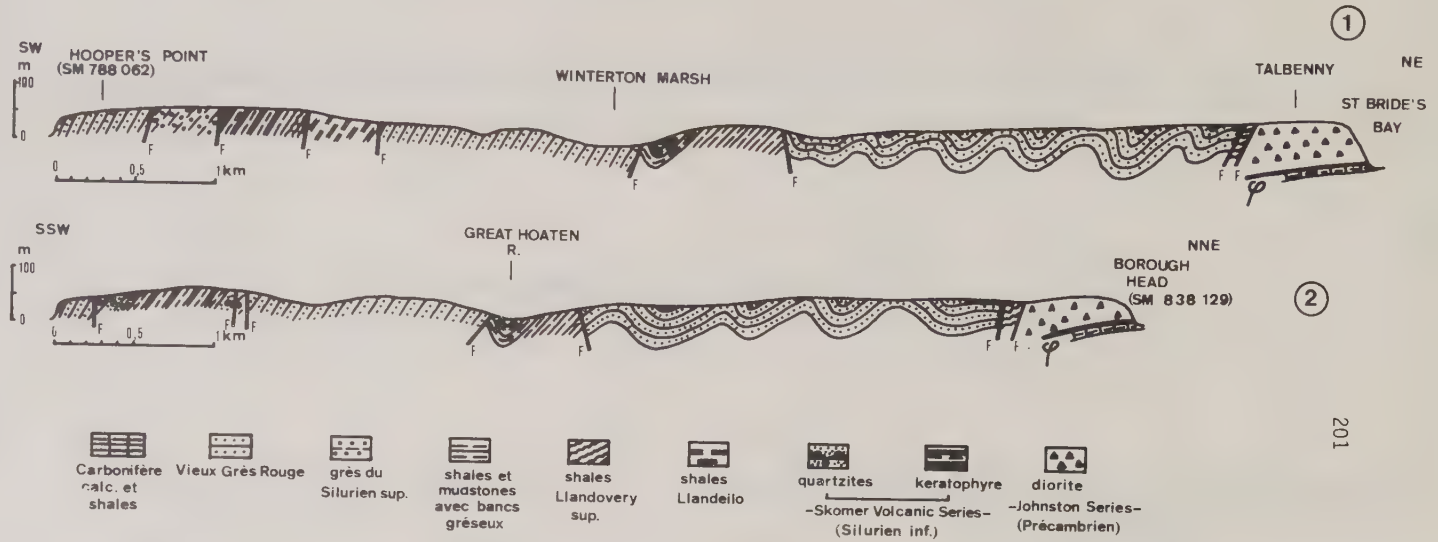
les siltstones du Vieux Grès Rouge inférieur occupent l'essentiel de la superficie.Cependant,le long de la côte septentrionale,près de Talbenny,une masse de diorite précambrienne (Johnston Series),charriée sur des calcaires et shales du Carbonifère,apparaît à la surface,sans que le contact avec le Vieux Grès Rouge ne se marque d'une quelconque façon dans la topographie (fig.49).

Les altitudes culminantes des interfluves se relèvent très légèrement du Sud vers le Nord de la presqu'île: 60m sur la côte Sud,près de St Ishmael's (SM 823 073),68m sur la presqu'île de Dale,73m sur l'île de Skomer,90m à Talbenny près de la côte Nord (SM 838 127).

Le dessin du réseau hydrographique est conforme à cette inclinaison. L'interprétation classique est de voir dans cette surface d'érosion une plate-forme d'abrasion marine pliocène ou quaternaire ancien,la plate-forme des 200 pieds (60m).L'absence de dépôts marins n'est pas suffisante pour rejeter cette hypothèse,car ils auraient pu être aisément déblayés ultérieurement.Par contre, l'inclinaison de la surface d'érosion suppose que des déformations tectoniques aient eu lieu après la transgression marine,ce qui,en soi,n'est pas un obstacle mais *implique néanmoins que l'on ne définisse plus la surface par son altitude.*

La diversité du matériel tronqué obligerait à accorder à l'abrasion marine une efficacité indifférente à la lithologie.Or,actuellement,l'érosion marine est remarquablement sélective le long de cette côte où elle exploite la structure dans ses moindres détails.On peut surmonter la difficulté en supposant que l'abrasion marine s'est exercée sur la région pendant une très longue période.En fait,le problème est le même que pour Anglesey ou pour la presqu'île de St David.Les éléments de solution ne se trouvent pas dans ce secteur mais plus

FIG. 49: COUPES de la PRESQU'ÎLE de MARLOES (PEMBROKESHIRE MERIDIONAL).



au Sud et plus à l'Est.

° °
°

c) La cuvette d'Haverfordwest.

Avec ses bordures,elle ne constitue pas une unité géologique: toutes les roches,du Précambrien au Carbonifère supérieur y affleurent.La direction générale des couches est W-E,NNW-ESE ou WSW-ENE.Le Précambrien apparaît aux deux extrémités Nord et Sud de la cuvette: au NW de Treffgarne,la série rhyolitique de Roch (du nom d'un petit village dominé par un château du 13ème siècle) forme l'ossature de toute une ligne de collines convexes,allant de la Cuffern Mountain au SW,à la Little Treffgarne Mountain au NE,culminant à plus de 150m (178m sur la Dudwell Mountain).Au Nord de ces collines,des intrusions de microgranite porphyroïde et des formations volcaniques de type rhyolitique,tufs ou coulées de laves,constituent les autres éléments du socle précambrien.

Au Sud d'Haverfordwest,ce sont des intrusions de diorites,plus ou moins riches en quartz,lardées de filons d'aplite pegmatitique,et pénétrées de dykes de dolérite,et une série volcanique acide,la Benton Series,formée de felsites et de rhyolites.

Le socle calédonien,auquel il faut incorporer le Vieux Grès Rouge inférieur,correspond à une série sédimentaire,gréso-schisteuse essentiellement,intensément faillée et plissée (fig.50 et51).

Le Carbonifère est transgressif sur ce socle.Les recoupement successifs sont de plus en plus importants de l'Est vers l'Ouest.Le long de la baie de St Brides,le Millstone Grit recouvre directement l'Ordovicien ou le Silurien (fig.50).

FIG. 50 : COUPES du PEMBROKESHIRE CENTRAL

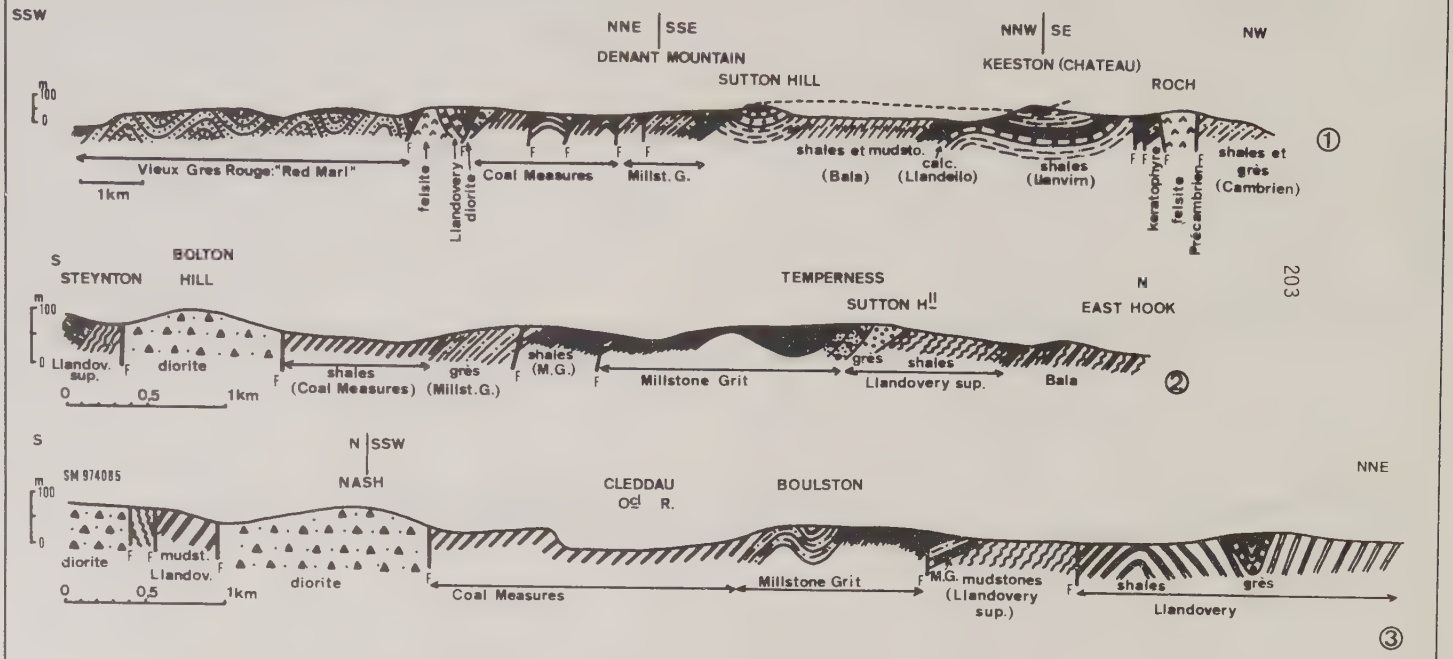
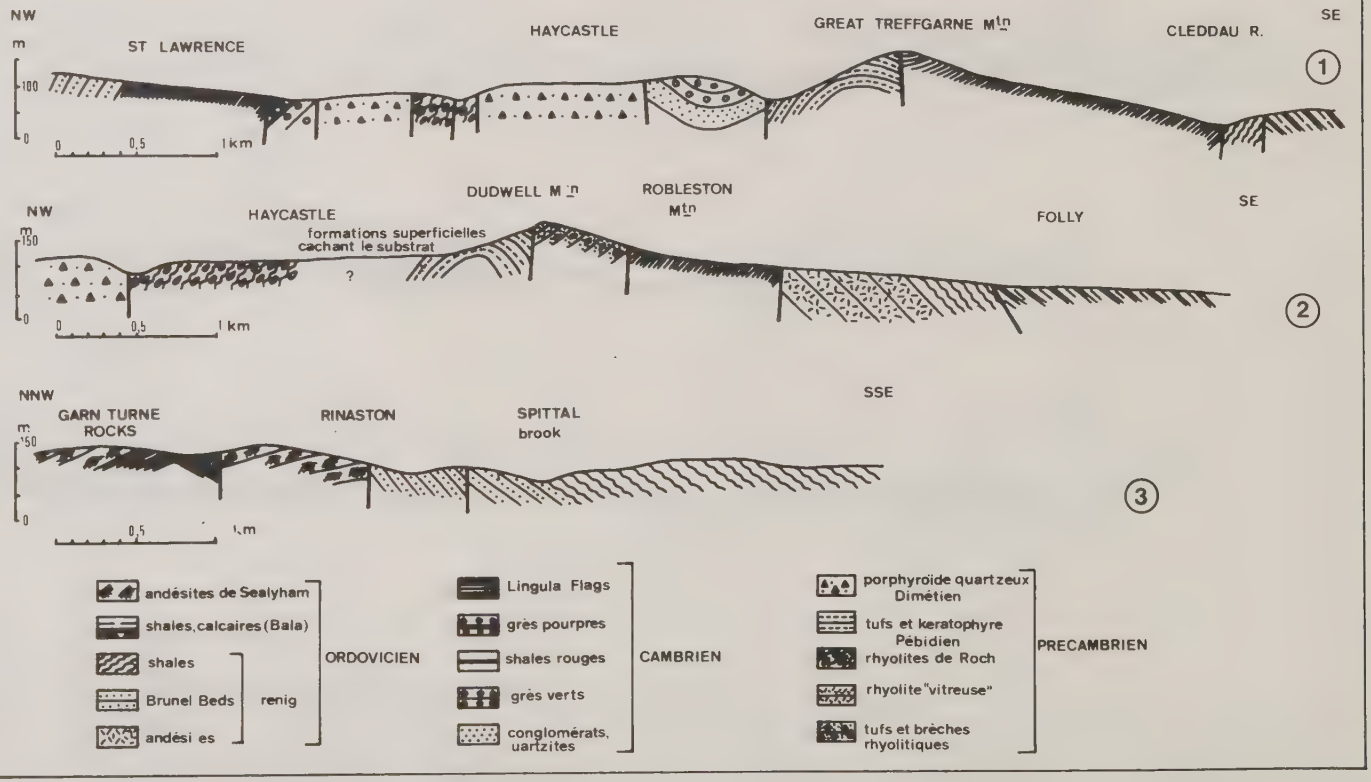


FIG. 51: COUPES DU CENTRE DU PEMBROKESHIRE



Dans cette région,la topographie est plus accidentée que dans les presqu'îles occidentales.A première vue,la diversité lithologique et la structure plissée semblent la contrôler plus nettement qu'à l'Ouest.

Sur la bordure Ouest de la cuvette,près d'Haverfordwest et à l'Est de cette ville,*la structure de type appalachien se prête bien au dégagement de formes structurales* (fig.50).Des synclinaux perchés gréseux sont mis en relief par rapport aux shales et aux mudstones: ainsi,la colline de Sutton Hill,taillée dans des grès du Llandovery inférieur,domine-t-elle nettement,de ses 99m, les plates-formes schisteuses de Denant au Sud et de Lambston au Nord.Vers l'Ouest,elle se prolonge par un éperon étroit,de Rosehill (SM 892 151) à Nolton Cross (SM 878 174),coïncidant exactement avec l'affleurement de grès siliceux du Millstone Grit ("Basal Grit" de la carte géologique).Plus au Nord,le château de Keeston est bâti sur une butte culminant à 114m correspondant à un lambeau de ces mêmes grès siliceux, discordant sur l' ordovicien schisteux.

Ainsi,dans ce secteur,à la faveur de *contrastes lithologiques nets entre formations gréseuses et schisteuses et d'une énergie de relief suffisante,la topographie peut-elle être qualifiée d'appalachienne.*

La surface d'érosion,bien développée au Sud,sur le Vieux Grès Rouge plissé,à des altitudes voisines de 50-60m,passe dans la région de Johnston à 90-100m: sur le flanc Sud de la colline de Bolton,une petite carrière aujourd'hui abandonnée (SM 915 107) expose une diorite précambrienne lardée de filons d'aplite et de pegmatite.La roche est profondément altérée,avec passage d'un faciès cohérent et sain à un matériel friable puis à une arène sableuse (71% de sables,24% de limons,5% d'argiles) où les filons restent visibles (1).L'ana-

(1) Echantillon 72-107. Analyses de l'Institut de Géographie de Lille (granulométrie) et du L.A. I41,Paris (rayons X).

lyse de la fraction argileuse révèle une association de kaolinite,d'illite,de vermiculite et de chlorite.Par sa profondeur et par la nature des minéraux argileux,cette forme d'altération implique un âge pré-quaternaire.Elle se situe à 84m d'altitude,un peu en contrebas du sommet de la colline de Bolton qui culmine à 110m.Des phénomènes d'altération analogues s'observent dans la grande carrière voisine,en cours d'exploitation,sur le flanc Nord de cette même colline.Il est clair que l'intrusion de diorite a été soumise à une altération chimique attaquant plus ou moins profondément la roche en place.

Autour d'Haverfordwest et à l'Est de cette ville,une relief appalachien est en voie de dégagement,mettant en valeur les grès par rapport aux shales et aux mudstones.Le socle silurien,plissé en plis courts et symétriques, donne des synclinaux perchés ou des barres de roches gréseuses (fig.50).A l'Est du Cleddau,l'affleurement de Vieux Grès Rouge est nettement en relief: les altitudes dépassent 150m en plusieurs endroits et elles atteignent même 200m à Middleton (SN 145 116).Les grès en position culminante sont nettement tronqués par une surface d'érosion qui est vraisemblablement la même que celle qui passe à Bolton Hill.

On peut se demander pourquoi le potentiel lithologique est bien exploité dans cette région alors que plus à l'Ouest,autour de St David's et de Marloes,il ne l'est pas.L'explication n'est pas seulement dans une différence d'énergie de relief,car dans la presqu'île de Castlemartin et autour d'Haverfordwest,elle n'est pas plus importante qu'à St David's.On ne peut non plus avancer l'hypothèse d'une abrasion marine qui aurait effacé toute trace de relief appalachien à l'Ouest,car à Castlemartin,les altitudes sont encore plus basses et,là aussi,tout aurait dû être aplani.L'explication est d'ordre struc-

tural: à St David's et à Marloes,les contrastes lithologiques sont moins marqués,alors qu'ailleurs,ils concernent des grès et des schistes ou des grès et des calcaires.De plus,la disposition régulière des affleurements,dans la cuvette d'Haverfordwest,allongés d'Ouest en Est,a facilité le travail des nombreux petits cours d'eau longitudinaux,affluents du Cleddau.

Le dégagement de ce relief appalachien suppose un système d'érosion attaquant beaucoup plus rapidement les shales et les mudstones que les grès. Cela exclut un climat très sec.Par contre,dans un système périglaciaire,les shales sont très gélifs,beaucoup plus que la plupart des grès et que les roches arénisées qui peuvent être très résistantes sous climat froid.

Il faut souligner que le dégagement de ce relief appalachien,dans la région d'Haverfordwest,n'est pas forcément contemporain de celui de la presqu'île de Castlemartin,plus au Sud,beaucoup plus évolué et vraisemblablement plus ancien (voir ci-dessous).

d) Le secteur de Treffgarne.

Avec les collines de Cuffern,de Dudwell,de Great Treffgarne et de Little Treffgarne,il est l'un des plus intéressants pour comprendre l'évolution morphologique de la région (fig.51).La ligne de crête,allongée WSW-ENE,ne coïncide pas avec un seul type de roches: successivement,de l'Ouest à l'Est, ce sont des tufs et des brèches rhyolitiques,des rhyolites à grains très fins ("Dudwell Mountain"),des rhyolites plus grossières ("Plumstone Mountain"),des mudstones ("Great Treffgarne Mountain"),des cinérites silicifiées ("Little Treffgarne Mountain").Les mêmes roches se trouvent aussi bien en position cul-

minante qu'en contrebas des sommets: c'est le cas par exemple des rhyolites à grains très fins ou des mudstones cambriens.

Ainsi,contrairement à ce que l'on observe plus au Sud,dans la région d'Haverfordwest,*la lithologie ne contrôle pas nettement la topographie*.Les couches sont tronquées par la surface topographique,que ce soit sur les flancs des collines ou à leur sommet (fig.51).*Des formations d'altération jalonnent cette surface*.Au pied des collines,ce sont des altérites épaisses de plusieurs mètres développées surtout sur les intrusions de microgranite porphyroïde,mais aussi sur les rhyolites: au SW de la Cuffern Mountain (SM 896 218),elles sont désagrégées en sables jaunes,vers 100m d'altitude.Il en est de même sur le flanc Est de la Plumstone Mountain,vers 145m,pour des tufs rhyolitiques (SM 920 223).

De ce qui précède,il ressort que *ces collines correspondent à une surface d'érosion déformée en dôme anticlinal,le long d'un vieil axe structural à la faveur duquel affleurait le Précambrien.*

Comme cette surface se raccorde,en continuité topographique,avec celle de la presqu'île de St David's ou avec celle de la bordure Ouest de la cuvette d'Haverfordwest,il s'agit d'une seule et même surface d'érosion.

Sur les collines,elle porte des tors (Plumstone Rocks,Maiden Castle, Poll Carn,Little Treffgarne Rocks) développés dans les rhyolites à grains très fins dont la cassure rappelle celle du silex.Vers l'Est,au delà de la Little Treffgarne Mountain,la surface d'érosion se prolonge,reconnaissable par ses arènes et par des tors taillés principalement dans les andésites ordoviciennes de Sealyham.

Sur la Plumstone Mountain,le modelé n'est pas en équilibre avec le système morphogénétique actuel: la légère dépression séparant les collines de Dudwell et de Plumstone correspond à un alvéole à fond presque plat et à contours francs,ne coïncidant pas avec un contact lithologique.Ce n'est pas une forme "banale" mais une cuvette excavée dans une zone de roches plus profondément altérée.De même,la dépression de Leweston,entre les collines de Plumstone et de Treffgarne n'est pas d'origine glaciaire ou fluviatile.Des altérites sont conservées en bordure.

A partir du moment où un creux se formait,l'altération chimique s'accentuait,exagérant de la sorte les irrégularités initiales.Ainsi,de faibles différences structurales,par exemple dans la densité des diaclases,pouvaient-elles provoquer de forts contrastes topographiques avec *des reliefs convexes à noyaux de roche saine,émergeant d'alvéoles à fond plat ou largement concave.*

Pour que l'altération différentielle puisse s'exprimer,il faut un minimum d'énergie de relief.Il semble qu'un *lent soulèvement,entraînant l'approfondissement du front d'altération,*offre les conditions idéales pour que naissent en surface alvéoles et croupes convexes.Il n'est donc pas étonnant que ce type de modelé ne s'observe que sur les collines,là où la surface d'aplanissement fondamentale a été soulevée en un lourd bombement.Le gauchissement a déclenché un *rajeunissement lent permettant au potentiel d'altération différentielle de s'exprimer dans le relief.*

Au Quaternaire,les retouches ont été mineures: de gros blocs de rhyolite,détachés des tors,tapissent les pentes inclinées de 3 à 7°,sur la Plumstone Mountain et la Dudwell Mountain.Au pied des Plumstone Rocks,une petite excavation montre le passage de rhyolites massives à une pierraille anguleuse de plus en plus fine vers le haut. Celle-ci,épaisse de 70 cm à 1m,recouvre les pentes.

L'origine des tors a fait l'objet de plusieurs hypothèses,dont celle de Linton qui implique la succession de deux systèmes morphoclimatiques (Linton, (1955).Bien que cette explication soit souvent très vraisemblable,il est possible que,dans certains cas,les tors dérivent simplement de reliefs résiduels formés de roche nue,épargnés par l'altération chimique et dont les volumes étaient contrôlés par les joints et diaclases.

Au sommet de la Dudwell Mountain,il n'y a pas de tor mais seulement un champ d'énormes blocs provenant directement des rhyolites en place. Les Plumstone Rocks correspondent à une grosse masse de rhyolite,en place,découpée verticalement par des fissures plus ou moins larges (Planche IIB).Dans ce cas,il est difficile de déterminer si les rhyolites ont été dégagées de l'arène ou s'il s'agit d'un vieux relief résiduel à flancs raides,fragmenté au Quaternaire par la gélifraction (1).

*Une surface d'érosion fondamentale est donc repérée dans tout le Pembrokeshire central et occidental.*Si l'on reporte sur une carte les altitudes des témoins actuels de cette surface (fig.52),on met nettement en évidence la cuvette d'Haverfordwest et la déformation anticlinale des collines de Treffgarne.Une inclinaison d'ensemble du Nord vers le Sud apparaît aussi.

*Le réseau hydrographique principal (Cleddau occidental) est complètement inadapté à la structure appalachienne du socle.Par contre,il est remarquablement conforme aux déformations de la surface fondamentale.*En effet,si au premier abord,la position du Cleddau semble aberrante puisqu'il traverse en gorge l'axe anticlinal des collines de Treffgarne,cette cluse est en fait par-

(1) Bien qu'il n'y ait pas d'arène piégée dans les fissures,ceci n'est pas suffisant pour rejeter la première explication,car elle aurait pu être déblayée par l'érosion.

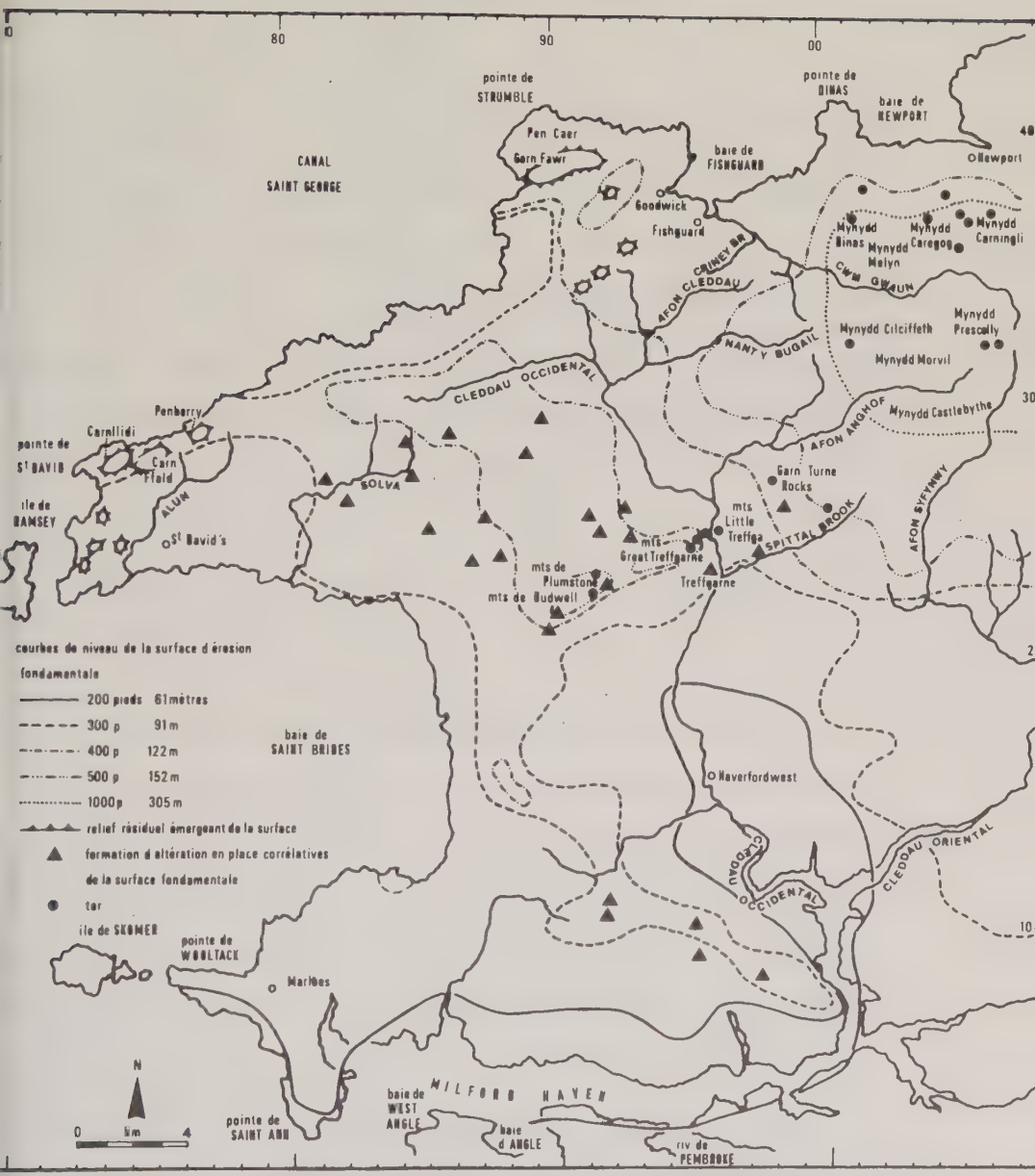


Fig 52 LES DEFORMATIONS DE LA SURFACE D'EROSION FONDAMENTALE DU PEMBROKESHIRE (RECONSTITUEE A PARTIR DES TEMOINS ACTUELS) la numérotation entourant la carte correspond au NATIONAL GRID

faitement adaptée à la tectonique récente responsable de ce relief.La cluse de Treffgarne coïncide avec un abaissement d'axe.La carte de la figure 51 montre l'existence d'un couloir méridien incliné de 100m au Nord,à moins de 40m au Sud.Ce couloir se retrécit au niveau de deux éperons: les collines de Treffgarne et celles de Steynton-Sardis-Newton,qui obligent le Cleddau à décrire deux courbes vers l'Est.Le Cleddau coule très près de l'éperon de la Great Treffgarne Mountain,selon la route la plus directe vers le Sud et la dépression d'Haverfordwest.Quand le Cleddau s'est mis en place,la surface fondamentale était donc déjà déformée.Il coule au niveau de l'abaissement maximum de l'axe anticlinal déformant cette surface,vers 65m , altitude du soubassement des Great Treffgarne Rocks (1).Plus à l'Est,la surface se relève et passe à 140m aux Garn Turne Rocks.

En aval de la cluse de Treffgarne,vers 65-68m (SM 958 240),on a repéré au sommet du front d'une carrière d'andésite,une *vieille nappe alluviale* formée de galets émoussés ou subémoussés mal roulés,le plus souvent très altérés et friables,dans une matrice argilo- sableuse contenant quelques quartz émoussés-luisants.*Cette nappe ravine un paléosol développé sur les andésites et caractérisé par la néoformation de kaolinite*.Par ses propriétés,cette nappe alluviale,ancêtre du Cleddau,pourrait dater du Quaternaire ancien ou moyen.Elle correspond à des épandages plutôt boueux.Les émoussés-luisants,contrastant avec le façonnement des galets,proviennent sans doute du remaniement d'un stock antérieur de sables marins: il est,en effet,peu probable qu'ils aient pu acquérir leur forme et leur état de surface par un façonnement fluviatile sur une distance aussi courte que celle du Cleddau moyen et supérieur.On peut concevoir que

(1) La dépression de Leweston,plus à l'Ouest,est à 95-98m.

la mer ait envahi temporairement la vallée inférieure du Cleddau lors d'une transgression antérieure à ces épandages fluviatiles.La nappe alluviale de Treffgarne est à rapprocher du matériel mal roulé,hétérogène et très altéré repéré à la base de la falaise de la baie de West Angle,en liaison avec un niveau marin peu différent de l'actuel (voir ci-dessous).Si la corrélation est correcte, le profil en long des nappes alluviales était beaucoup plus tendu que celui des talwegs actuels.Leur matériel,dérivé d'altérites plutôt que de roches saines,suppose une *puissante érosion mécanique sur les bassins versants et des systèmes d'écoulement largement étalés,au régime hydrologique contrasté*.L'ancêtre du Cleddau occidental était alors canalisé par la gouttière de Treffgarne,mais il n'était pas encore incisé en gorge: l'incision est postérieure à la nappe alluviale supérieure.Il n'y a pas de trace de cette nappe dans la gorge elle-même ou en amont.

e) La presqu'île de Pen Caer et les Mynydd Prescelly.

La presqu'île de Pen Caer,au Nord du Pembrokeshire,présente un relief proche de celui de St David's: un bas plateau assez vallonné porte des collines rocheuses ou de petits chicots rocheux.Cela correspond à des intrusions de dolérite et de gabbro,avec quelques affleurements de rhyolite.Les premières donnent des reliefs convexes aux formes arrondies; les seconds,des profils beaucoup plus rugueux,avec de multiples aspérités se détachant de la masse rocheuse. Cette différence de modelé est absolument indépendante de l'altitude; elle n'est fonction que de la lithologie.

---

(1) Ce sont leurs propriétés physiques (très faible perméabilité,espacement des diaclases...) qui expliquent la résistance des gabbros à la gélifraction: on comprend pourquoi de petits reliefs résiduels de la taille d'un chicot rocheux ont pu résister jusqu'à nos jours,malgré les épisodes froids du Quaternaire.

Dans cette région,les témoins de la surface fondamentale sont rares. L'interprétation du relief est faite par analogie avec les secteurs plus méridionaux.Les mêmes difficultés concernent les Mynydd Prescelly et les hautes collines situées au Nord du Cwm Gwaun.Les altitudes des interfluves se relèvent brusquement à l'Est d'une ligne Wolf'sCastle-Fishguard: elles dépassent 200m presque partout et atteignent même 300m en plusieurs endroits.Le relief de collines convexes aux pentes rectilignes ne résulte pas d'une simple dissection fluviatile,ni d'une abrasion glaciaire,bien que cette région comporte des témoignages d'une glaciation (cf: Bowen,1971).

Ces collines sont formées de mudstones,de shales et d'ardoises ordoviciens,traversés de nombreuses intrusions de dolérite,auxquelles s'ajoutent quelques affleurements de laves,de tufs ou de cinérites rhyolitiques.*Les roches peu résistantes aux principaux systèmes d'érosion sont les plus répandues.Or, elles se trouvent à des altitudes bien plus élevées que le socle précambrien théoriquement beaucoup moins fragile.*

Au Sud de la ligne de crête principale des Prescelly,le Mynydd Bach (SN 110 289),à plus de 280m,correspond à des mudstones gris bleuté,massifs, fragmentés vers le haut en une pierraille anguleuse.Non loin de là,près de Rosebush (SN 079 300) des shales ont été exploités en ardoisières vers 270m.Plus à l'Est,la colline convexe de Carn Wen (SN 168 287) dont le sommet est à près de 290m est formée de mudstones en dalles,traversés par une intrusion de dolérite exploitée en carrière.Le front de taille présente quelques indices d'une désagrégation profonde de la dolérite,mais il n'y a pas de profil net et on ne pourrait en tirer de conclusions valables si cette observation ne venait s'ajouter à d'autres faits: présence de *tors* sur les collines des Prescelly,jalonnant une topographie d'érosion tronquant aussi bien les mudstones que les dolérites

ou les rhyolites.

Le long de la ligne de crête principale,les sommets coïncident généralement avec des affleurements de dolérite (c'est le cas du Foeleryn,SN 065 320,à 468m) ou de rhyolite (Foel Trigarn,SN 158 337,à 367m) (1),mais on y trouve aussi des mudstones (Mynydd Castlebythe,SN 029 297,à 347m).

L'interprétation classique est de voir dans ces hautes collines les restes d'une vieille pénéplaine perchée au-dessus de surfaces d'érosion développées ultérieurement (E.H.Brown,1957,1960).Le rebord des Prescelly,vers l'Ouest et le Nord,au-dessus de la plate-forme de Dinas,serait un escarpement d'érosion cyclique.Cette hypothèse,séduisante a priori,se heurte en fait à un obstacle majeur,d'ordre structural: quelque soit le système d'érosion invoqué, *pourquoi aurait-il largement défoncé des quartzites,des rhyolites,des grès siliceux,à l'Ouest de l'axe du Cleddau,alors qu'il aurait épargné,à l'Est,des mudstones et des shales? Ici encore,seule la tectonique peut expliquer le volume montagneux des Prescelly.*

La surface fondamentale formant le soubassement des tors a été fortement soulevée et déformée le long d'une flexure méridienne passant à l'Est d'une ligne Wolf's Castle-Fishguard.Les tors correspondent le plus souvent à des intrusions de dolérite très résistante découpées en énormes blocs,séparés par des fissures béantes.Le type en est le Carnenoc (SN 012 370).Ces tors se situent

---

(1) Certaines des pierres formant le cercle interne du monument mégalithique de Stonehenge,dans la plaine de Salisbury,proviennent des Prescelly.Ce sont des dolérites ou des rhyolites.Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer leur transport jusqu'à Stonehenge.Selon les uns,les glaces quaternaires ont contribué en grande partie au déplacement (G.A.Kellaway,1971).Selon d'autres,les pierres ont été entièrement transportées par l'homme,en utilisant la voie maritime puis le roulage (Atkinson).

en position culminante ou à mi-versant,comme le Carn Ffoi,sur le flanc Nord du Mynydd Carningli,formé de rhyolite.

Le modelé des hautes surfaces dominant la plate-forme de Dinas-Newport est très semblable à celui des collines de Treffgarne: *lourdes croupes convexo-rectilignes émergeant d'alvéoles à fond plat ou très largement concaves*.L'altitude des alvéoles est assez variable: 269m entre les Mynydd Llanllawer et Melyn; 286m à l'Est du Mynydd Melyn; plus de 290m de part et d'autre du Mynydd Caregoc. Actuellement,ces alvéoles ont des fonds tourbeux et des rebords tapissés de débris de gélifraction dont le calibre et la forme plus ou moins massive sont directement fonction de la roche en place sur les versants.

Dans les Mynydd Prescelly proprement dites,le modelé est du même type. Sur les collines les plus élevées,on remarque,en plus,des niches de nivation, comme sur le versant SE du Foeleryn.Si l'on fait abstraction du modelé des versants dont le détail est hérité,à l'évidence,de périodes plus froides,la disposition générale du relief évoque une topographie élaborée par des systèmes morphogénétiques donnant la priorité à l'altération chimique des roches.Les alvéoles constituent autant de seuils abaissant la ligne de crête.Ils sont indépendants du réseau hydrographique et ne comportent pas de traces d'abrasion glaciaire.Ce sont des formes complémentaires des tors,ayant leur origine dans *l'altération différentielle du substrat rocheux*.

Comme pour les collines de Treffgarne,ce modelé hérité d'un système morphoclimatique pré-quaternaire,est corrélatif d'un soulèvement en dôme; il correspond au rajeunissement lent de la surface d'aplanissement fondamentale, mettant en valeur le potentiel d'altération différentielle.

Ces mouvements tectoniques ne peuvent être très anciens,car les mudstones et les shales n'auraient pas résisté à une érosion très prolongée.Le caractère relativement récent du soulèvement est également suggéré par la vigueur de la dissection gagnant à partir de la vallée du Cwm Gwaun ou directement depuis la baie de Cardigan,sous la forme de multiples petits ruisseaux d'égale importance.

Les Mynydd Prescelly et les collines voisines de Fishguard portent un modelé de croupes et d'alvéoles résultant d'une altération différentielle du substrat (1).C'est une topographie dérivée de la surface fondamentale,à la suite d'une lente dégradation contemporaine du soulèvement en dôme de ce secteur.Ailleurs,l'aplanissement,réalisé au terme d'une longue évolution où les processus d'altération chimique et d'érosion aréolaire ont dû se succéder ou se combiner,est bien conservé.

f) La presqu'île de Castlemartin-Tenby.

Dernière région étudiée,c'est aussi l'une des plus riches en données sur l'évolution morphologique pré-quaternaire.

La structure appalachienne apparaît sur les coupes (fig.53).Les couches sont déformées en plis étroits,allongés WNW-ESE.Les shales ordoviciens (Llanvirn) donnent des dépressions marécageuses tandis que les grès du Dévonien forment l'ossature de longues échines convexes dont les sommets recoupent nettement les couches sédimentaires.Les calcaires du Carbonifère inférieur sont tron-

(1) Ce type de topographie correspond à ce que M.F.Thomas qualifie de *etchplain* partiellement dénudée (Thomas,An approach to some problems of landform analysis in tropical environment,in "Essays in Geography for A.Miller",1965,University of Reading).

qués par la surface topographique en dépressions étroites à fond plat ou en un large plateau monotone,occupant tout le Sud de la péninsule.Le relief est de type appalachien avec la particularité que *les calcaires autant que les shales ont été mis en creux par l'érosion différentielle*.L'âge de ce relief et son mode d'élaboration sont les deux problèmes morphologiques essentiels de cette région.

L'identification des *formations meubles conservées dans les fissures et cavités du calcaire carbonifère* est l'une des clefs du problème.La plupart des géologues britanniques,depuis Dixon (1921),considèrent que les "gash-breccias" sont triasiques,par analogie avec les dépôts du Vale of Glamorgan,et résultent de l'effondrement de cavités karstiques (cf.supra p.114).T.M.Thomas y voit des brèches d'origine tectonique.Les observations que nous avons pu faire dans la baie de Busslaughter (SR 940 943),en bordure du plateau calcaire, nous font douter de la datation triasique des gash-breccias.

A l'extrêmité Ouest de la baie,sur le flanc subvertical d'un synclinal d'axe WNW-ESE,une grosse brèche,très hétérogène par la taille des fragments, mais uniquement constituée de calcaire,est visible sur tout le front de la falaise (fig.54,point A).On note,çà et là,quelques lentilles d'argile rouge vif,finement litée.La matrice de la brèche,également rouge vif,est plus ou moins abondante,selon les secteurs.Plusieurs blocs calcaires portent,sur l'une de leurs faces,des stries ou cannelures analogues à celles que l'on remarque

parfois sur les miroirs de faille et parfaitement conservées.Dans le fond de la baie,la brèche passe progressivement à la roche en place,en bancs assez minces,redressés à la verticale: la stratification originelle disparaît peu à peu et fait place à un amas désordonné de fragments calcaires (fig.54,point B).

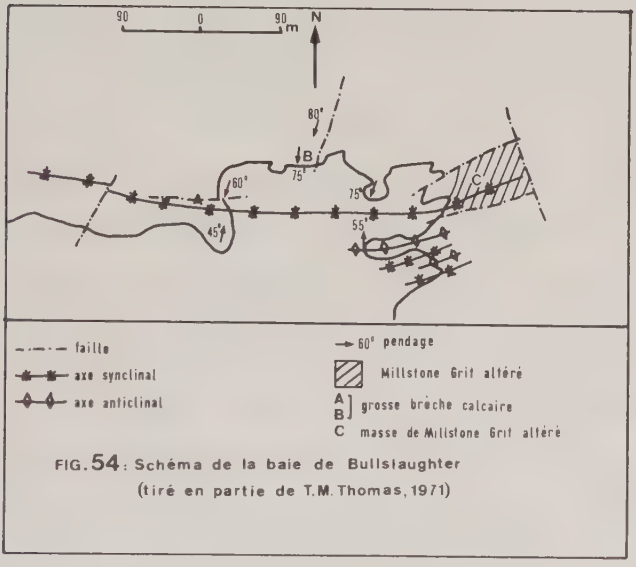


FIG.54: Schéma de la baie de Bullslaughter
(tiré en partie de T.M.Thomas,1971)

Ceux-ci atteignent au maximum 6m de long et ont plus généralement quelques décimètres de diamètre.Cela s'explique par la nature même du calcaire local dont les bancs ne sont pas épais.Le redressement des strates a provoqué des glissements le long des plans de stratification.Lorsque le seuil d'équilibre est dépassé,les lits trop redressés s'effondrent.

Le colmatage par la matrice rouge argileuse ou argilo-limoneuse est-il contemporain ou plus tardif? L'observation des lentilles argileuses montre qu'il n'y a pas eu de soutirage karstique postérieur au remplissage,dont l'effet fut de bloquer l'infiltration des eaux.La conservation des figures de frottement va dans le même sens et plaide plutôt en faveur d'un colmatage précoce.

Il est,à première vue,logique d'attribuer ces brèches à l'orogénie armoricaine responsable des plis serrés affectant le Dévonien et le Carbonifère de cette région.Il est non moins plausible de situer ces phénomènes lors d'une phase tectonique plus récente,par exemple au Tertiaire: le rejeu ou l'apparition de fractures,même modestes,auraient suffi à provoquer des ruptures d'équilibre là où les bancs calcaires étaient le plus redressés.On ne voit pas de failles ou de fractures affectant après coup les brèches décrites plus haut; si elles s'étaient formées pendant le plissement armoricain,elles auraient dû subir les effets des cassures et failles post-triasiques.

L'analyse du matériel de colmatage des brèches renforce l'hypothèse d'un âge tertiaire.La fraction argileuse,constituant plus de 50% du total en général,est toujours dominée par l'illite-mica,mais associée à un *fort pourcentage de kaolinite* et parfois à un peu de chlorite.Les feldspaths sont absents,la goethite abondante.La kaolinite n'est certainement pas héritée des

roches environnantes (calcaire carbonifère,shales namuriens,grès dévoniens) et a dû être remaniée de sols de type ferrallitique ou ferrugineux tropical. L'analyse de la fraction sableuse montre des grains de quartz non usés,sales, recouverts d'une pellicule d'oxyde de fer.Aucun façonnement par l'eau n'est visible.La fine stratification observée parfois dans le matériel colmatant les brèches ne peut s'expliquer que par une mise en place en milieu aquatique avec écoulement laminaire.A l'extrêmité orientale de la baie de Busslaughter (fig. 54,point D),un gros bloc de calcaire a déformé les lits meubles sous-jacents, finement stratifiés: ceci prouve que le colmatage a été ici contemporain des derniers phénomènes d'effondrement.

De tous ces faits,on peut tirer les conclusions suivantes:

1. Ces brèches sont dues à des ruptures d'équilibre le long de plans de stratification fortement redressés.
2. L'effondrement et la dislocation des bancs de calcaire ne sont pas forcément contemporains de la phase principale du plissement.Ils ont pu se produire lors de déformations ou cassures relativement modestes,postérieures au plissement.
3. *Le matériel meuble qui a colmaté les brèches est très différent,par sa composition minéralogique,du Keuper des marges méridionales du Pays-de-Galles* (voir ci-dessus,tableau n°2).Sa richesse en kaolinite,l'absence de feldspaths, suggèrent le remaniement de sols évolués,corrélatifs de climats chauds,nettement plus humides que ceux du Permo-Trias.
4. Il est possible,dans certains cas,de prouver que le colmatage s'est produit en même temps que la formation des brèches.

Tout ceci permet de douter fortement de l'âge triasique qu'on attribue

généralement à ce matériel.En raison de ses caractéristiques,il est beaucoup plus logique de considérer qu'il s'est mis en place au Tertiaire.

En dehors du cas précédemment décrit,ce type de brèches a été observé dans la baie de Broad Haven,dans la trouée qui isole le rocher de Star Rock, et,plus à l'Ouest,dans la baie de Flimston.Lors de notre passage,en juillet 1973,un effondrement venait de s'y produire,détachant tout un pan de falaise et mettant à jour un plan stratigraphique subvertical de calcaire carbonifère. Cet événement fortuit témoigne de la faible cohérence de ces lits redressés presqu'à la verticale et de la facilité avec laquelle des ruptures se produisent le long des plans stratigraphiques,lors d'une contrainte même mineure (compression ou distension).

Un autre type de matériel consiste dans des formations argileuses piégées dans des cavités karstiques préalablement créées (voir ci-dessus p.116). Plusieurs carrières de calcaire (Carew,SN 047044 ;Bosherston,SR 960 950; Pennally,SN 120 001),qui jalonnent les basses plates-formes développées en contrebas des collines gréseuses,exposent une roche karstifiée avec des poches remblayées par un matériel plus ou moins argileux où la kaolinite est toujours abondante,bien que très rarement dominante.C'est cependant le cas,sur la côte Sud,dans la baie de Elegug (SR 929 946) pour un échantillon limoneux prélevé à la base d'une cheminée subverticale d'origine karstique (1).

La composition minéralogique est donc très différente du matériel triasique du Vale of Glamorgan et se rapproche beaucoup de celui qui colmate les brèches.Leur faciès suggère un remaniement de sols évolués,formés sous les climats chauds et humides du Tertiaire.

---

(1) Echantillon 71-103. Analyses du L.A.141,C.N.R.S.,Paris.

Les conséquences sont importantes pour l'interprétation morphologique du relief appalachien: alors que beaucoup d'auteurs considèrent qu'il s'agit d'une topographie pré-triasique exhumée d'une couverture mésozoïque (triasique et crétacée),nous pensons au contraire que le *relief appalachien s'est différencié au Tertiaire*.La mise en creux des calcaires par rapport aux grès dévoniens n'a pu se faire sous les climats secs du Permo-trias.Elle suppose une corrosion superficielle du calcaire sous l'action d'eaux agressives alimentées par les versants gréseux.

Du Nord au Sud,les plates-formes calcaires n'ont pas la même altitude. Celle de St Florence-Carew-Pembroke s'abaisse de 35 à 20m vers la baie de Milford Haven; celle de Manorbier-Lamphey,de 50 à 20m dans la même direction.Le plateau de Castlemartin-Bosherston,au Sud,se situe entre 35 et 50m.Les altitudes culminantes se trouvent à peu près au centre du plateau,entre Warren et Flimston.

Le contact du grès avec le calcaire est généralement assez net dans le paysage.Au Sud de Warren (SR 932 975),l'étage intermédiaire des shales carbonifères donne une large concavité.Ailleurs,la rupture de pente est brutale entre un versant gréseux convexo-rectiligne reconnaissable à ses sols rouge vif et la dépression calcaire plane,comme près de l'ancienne gare de Manorbier (SS 070 997).

Ces plates-formes calcaires du Pembrokeshire méridional portent des formations meubles corrélatives de leur élaboration.Certaines d'entre elles sont connues depuis longtemps: ce sont les argiles de Flimston (Murchison,1839; Dixon,1921) et les cailloutis quartzeux épars sur le plateau de Castlemartin (Dixon,1921).

Les argiles de Flimston étaient,il y a un siècle,exploitées en plusieurs carrières au SE de la chapelle de Flimston (SR 927 953),vers 48m d'altitude.Aujourd'hui,la végétation a envahi les excavations et il n'y a plus de coupes profondes (1).Nous devons nous reporter aux descriptions anciennes.Ce sont des argiles rouges,pourpres ou blanchâtres,contenant quelques petits grains et cailloux de quartz blanc,subanguleux,dont la taille peut atteindre une dizaine de centimètres.Aucune stratification n'est visible.

Pour Dixon,ce sont des sédiments lacustres,datés de l'Oligocène,par analogie avec ceux de Bovey Tracey (Devon),mais l'âge est en fait incertain, car ces argiles ne renferment aucun fossile.

Sur une coupe peu profonde,fraîchement nettoyée,nous avons prélevé un échantillon de cette "argile".Il s'agit d'un *matériel très mal classé:* 29% d'argiles,23% de limons fins (moins de 20 microns),20% de limons grossiers et 28% de sables,si l'on exclut les éléments de plus de 2mm qui constituent de 6 à 10% du total.Un examen morphoscopique des sables révèle la présence de quelques émoussés-luisants,autour de 0,4mm.Ces grains (40% environ des grains monocristallins) ont été profondément cariés avant d'être façonnés par l'eau.Un enduit ferrugineux est souvent conservé dans les caries.Les grains,sans être ovoïdes,ont des coins arrondis et luisants.La fraction argileuse est dominée par l'illite,associée à de la kaolinite abondante (2).

---

(1) Pour accéder au gisement,il faut demander la permission au Commandant du camp d'artillerie de Castlemartin.Ce camp s'étend sur la plus grande partie du plateau.Certains secteurs,par exemple au SW,entre Linney et Bulliber Down n'ont pu être visités que rapidement.Nous remercions le commandant du camp d'avoir facilité au maximum notre travail sur le terrain.

(2) Echantillon 71-101; analyses du Centre de Géomorphologie de Caen.

Au-dessus de ce matériel et en contact assez brutal avec lui,se trouve *une nappe de cailloutis et galets de quartz*,de lydite ou de grès quartzeux,provenant essentiellement du Vieux Grès Rouge.Les galets sont assez anguleux,à coins émoussés seulement.Le sédiment est *très mal calibré*.Par son faciès,il évoque des écoulements boueux,en nappes,comme on peut en trouver en milieu semi-aride.Les quartz sont profondément cariés,avec des taches ocres dans les caries.Les galets peuvent atteindre une quinzaine de centimètres.Pour Dixon,ces cailloutis sont à rapporter au Pliocène et auraient une origine fluviatile,mais T.M.Thomas conteste cette interprétation et propose d'y voir les résidus,plus ou moins en place, d'une ancienne couverture de Millstone Grit (T.M.Thomas,1970).Son principal argument est la grande dispersion de cette nappe caillouteuse sur l'ensemble du plateau de Castlemartin-Bosherston.

Cependant,son épaisseur et sa densité sont loin d'être uniformes: dans certains secteurs,les galets sont très abondants,alors qu'ils disparaissent à quelques dizaines de mètres de là.La carte de la figure 55 indique la localisation des principaux placages caillouteux.La taille des galets est également très variable d'un endroit à l'autre.Au SW,vers Pen-y-Holt Down (SR 897 957),ils ont souvent une dizaine de centimètres de long.Au niveau des Stack Rocks (vers SR 928 946) ou de Buckspool Down,au SW de Bosherston (SR 953 934),ils sont gros comme des noix.Plus au Nord,au dessus du front de la carrière de Bosherston (SR 960 950),ils peuvent atteindre 14cm de long.La nature des galets est variée: grès ferrugineux,mudstones gris-vert à coins arrondis,quartz cariés subarrondis ou subanguleux,se cassant aisément sous le marteau.

L'hypothèse du démantèlement d'une couverture de Millstone Grit est peu

probable,étant donné la composition des galets dont on retrouve presque toujours l'équivalent dans les séries gréseuses affleurant plus au Nord (Vieux Grès Rouge surtout et Silurien).Le faciès des galets,leur calibrage variable selon les secteurs renforcent l'hypothèse d'*écoulements largement étalés en chenaux mobiles*.

L'interprétation des "argiles" de Flimston,sous-jacentes à la nappe de cailloutis,est plus délicate.La présence d'émoussés-luisants dans la fraction sableuse indique un façonnement marin (1),mais ne signifie pas que tout le matériel soit d'origine marine,ni surtout que l'agent de sédimentation soit marin: le problème est le même qu'à Treffgarne (voir ci-dessus p.212).Il faut supposer *un remaniement par le ruissellement ou d'autres systèmes d'écoulement,d'un stock de sables marins* qui pouvaient se trouver,à l'origine,à des altitudes plus élevées.Des émoussés-luisants sont d'ailleurs présents dans de nombreux sites du Pembrokeshire,mêlés à des dépôts à caractères continentaux (voir ci-dessous, p.230).Par ses propriétés (granulométrie très hétérogène,quartz cariés,kaolinite associée à l'illite),l'"argile" de Flimston résulte probablement du *remaniement d'altérites développées sur des grès,dévoniens ou plus anciens,sous climat chaud et humide (2)*.Elle s'est accumulée dans des cuvettes ou cavités creusées dans

(1) Dans cette région,il n'existe pas de cours d'eau suffisamment long et bien alimenté pour faire acquérir aux quartz un émoussé luisant.

(2) Nous n'avons pas retrouvé,sur les affleurements de Vieux Grès Rouge,d'altérites in situ héritées de cette phase morphogénétique.Par contre,à l'extrêmité orientale de la baie de Busslaughter (fig.54 ,point C),il existe,pincée dans l'axe d'un synclinal étroit,une masse de Millstone Grit complètement désagrégée en sables ou en argiles dont la composition minéralogique (quartz finement divisé, illite) est directement héritée de la roche-mère.Les lits de chert sont découpés en "saucisses".Pour nous,il s'agit d'un faciès d'altération chimique dans la zone de départ du processus.Le profil pédologique proprement dit a été tronqué "à la racine",au même niveau que le calcaire carbonifère encaissant.

le calcaire carbonifère,sous l'action d'écoulements plus ou moins boueux et discontinus dans le temps et l'espace; sinon,on devrait observer une stratification nette.

On voit qu'il n'y a pas de différence fondamentale entre le mode de sédimentation des "argiles" sous-jacentes et de la nappe caillouteuse superficielle.Seule,change la nature du matériel fourni.A cela,une explication simple peut être avancée: l'érosion s'est d'abord attaqué aux horizons superficiels des profils d'altération,puis aux arènes.Enfin,après un intervalle de temps plus ou moins long,la roche pourrie et les filons de quartz déjà cariés ont fourni la matière des cailloutis.

Le long de la côte Sud du plateau de Bosherston,au sommet de la falaise calcaire haute d'une quarantaine de mètres,près de Buckspool Down (SR 953 934), nous avons mis à jour une coupe profonde de 2m environ qui confirme ou précise les observations précédentes; de haut en bas,sont superposés:

25 cm Limons brunâtres (échantillon 73-184)

25 à 30 cm Cailloutis subanguleux,généralement de petite taille.Les plus gros ont moins de 5 cm.La nature pétrographique est la même qu'à Flimston,avec un fort pourcentage de quartz (échantillon 73-183).

55 cm On passe progressivement à un horizon limono-argileux violacé,de structure compacte,contenant quelques sables fins et de rares dragées de quartz cariées.L'illite est dominante dans la fraction argileuse,associée à de la kaolinite presque aussi abondante (échantillon 73-182,analyses du Laboratoire de minéralogie du C.E.A.).

30 cm Horizon plus sableux et plus jaunâtre,sans cailloutis (échantillon 73-181).

30 cm Sables rouges fins avec passées de sables blancs (échantillon 73-180).

35 cm On passe progressivement des sables rouges à des sables jaunâtres,sans stratification nette (échantillon 73-179).

Plus de 30 cm Argiles rouge-vif,très compactes,sans stratification.L'illite (très forte) est nettement dominante,associée à un peu de kaolinite.Ces argiles contiennent aussi 20% de quartz finement divisé (échantillon 73-178,analyses du Laboratoire de Minéralogie du C.E.A.).

La base n'est pas visible,mais le calcaire en place est proche.

A tous les niveaux,le pourcentage de carbonates est inférieur à 0,5%. En dessous des limons argileux violacés (73-182),on ne trouve pas de cailloutis ou de dragées de quartz.Sur la figure 56,sont tracées les courbes cumulatives granulométriques de chacun des horizons (1).Il apparaît que les trois niveaux supérieurs diffèrent des autres par la présence d'éléments de plus de 0,2 mm,en proportion notable et par l'abondance des limons grossiers (entre 20 et 40 microns).Au contraire,les trois horizons sableux (73-181,73-180,73-179) ont des courbes très voisines,caractérisées par un bon classement autour de 0,1mm.Le Q dØ de l'échantillon 73-180 est de 0,5.La médiane correspond à la taille la plus fréquente des grains du Vieux Grès Rouge affleurant plus au Nord.Le bon classement peut donc avoir été acquis dès l'origine,par désagrégation granulaire des grès,sans qu'il y ait eu de triage par l'agent de transport ou de dépôt.On remarque en effet que ces sables n'offrent pas de façonnement net,par le vent ou par l'eau (2).

La superposition des deux horizons 73-182 et 73-183 rappelle ce qui a été observé à Flimston et se retrouve également en plusieurs endroits,le long

(1) Analyses du Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de Lill

(2) Le même type de sédiment a été prélevé dans le "Sand Pit" proche de Broad Haven (SR 948 943),correspondant à une grande cavité karstique: des sables de couleur ocre sont très bien classés (Q dØ de l'échantillon total: 0,31),tout en ne montrant pas de façonnement net par l'eau; plus de la moitié des grains sont subémoussés picotés et 10 à 20% sont non usés et translucides.

de la côte Sud du plateau de Castlemartin,par exemple,au fond d'une petite baie proche de Broad Haven (SR 983 943).Le matériel sous-jacent aux cailloutis,argilo-limoneux (avec plus de la moitié des éléments ayant moins de 20 microns) est mal trié,décalcifié,avec une illite dominante,associée à un fort pourcentage de kaolinite.

Il s'agit donc d'un complexe sédimentaire largement présent sur ce bas plateau calcaire,témoignant d'une crise rhexistasique.Au début,les cavités karstiques préalablement formées ont été comblées et la plaine de corrosion calcaire tapissée d'argile.Cette *imperméabilisation du calcaire* a permis le sapement d'éventuels reliefs résiduels.L'aplanissement ainsi réalisé a servi ensuite de support à des *épandages caillouteux alimentés par les modestes collines gréseuses voisines* et que l'on peut rapprocher de la nappe alluviale de la cluse de Treffgarne: ils ont la même signification morphogénique.

La conservation de cailloutis quartzeux sur ces bas plateaux implique que ceux-ci n'ont plus jamais été recouverts par la mer,sinon le matériel aurait probablement été dispersé.Or,si on se refère aux régions voisines,les dernières transgressions se placeraient au Pliocène terminal ("Redonien" dans le Massif Armoricain).Les cailloutis quartzeux du Pembrokeshire seraient l'équivalent de ceux que l'on trouve parfois au-dessus des "Sables Rouges" armoricains (C.Klein, 1975, cf.infra 3ème Partie).Leur mise en place daterait du premier grand refroidissement à la fin du Reuvérien.

La dépression de Manorbier-Lamphey offre un modelé un peu différent: près de Lamphey (SN 023 002),vers 15m d'altitude,de petites buttes de calcaire nu émergent de la plaine.Leurs versants,subverticaux,sont façonnés par la dissolution superficielle.Entre elles,le calcaire disparaît sous un matériel rougeâtre contenant moins de 0,45% de carbonates et où 60% des éléments ont moins de

20 microns.La fraction sableuse englobe des émoussés-luisants typiques,surtout autour de 0,25mm.Ce modelé paraît correspondre à une plaine de corrosion inachevée,fossilisée par des argiles descendues des versants et provenant de sols développés sur les grès.Sur le flanc SE de la colline gréseuse de Windsor Hill, vers 37m d'altitude,on retrouve quelques émoussés-luisants,suggérant que ceux de Lamphey sont repris d'un stock de sables façonnés par l'abrasion marine,lors d'une transgression antérieure.Dans la dépression de Lamphey,contrairement à ce qui s'est passé plus au Sud,le modelé de corrosion du calcaire n'a pas été détruit par la "pédimentation" ultérieure,peut-être parce qu'à ce moment,l'étroit couloir était encore envahi par la mer.

°.°

Le tableau n°3 récapitule les données et observations réunies sur chaque région du Pembrokeshire.

Dans tout ce qui précède,*il n'a jamais été question de plate-forme d'abrasion marine*.Contrairement à l'interprétation habituelle qui voit dans les surfaces de moins de 600 pieds (180m),l'œuvre de l'abrasion marine,il semble que l'essentiel du relief se soit mis en place et modelé en milieu continental.Il reste des traces d'un épisode marin (peut-être de plusieurs?),sous la forme de quartz émoussés-luisants,mêlés à des formations superficielles d'origine continentale,mais celui-ci,comme à Anglesey,n'a pas modifié le relief de façon sensible.

Principales phases de l'évolution morphologique avant le refroidissement quaternaire.	Presqu'île de Marloes et de St David's.	Collines de Treffgarne, cuvette d'Haverfordwest, Mynydd Prescelly.	Presqu'île de Castlemartin.
Regradation d'une surface d'érosion fondamentale, sous climat tropical.	*Altérations de type tropical. Sols profonds. Naissance d'inselbergs dans les gabbros et dolérites.*	*Altération des diorites de Bolton sur plusieurs mètres d'épaisseur.*	*Sols profonds sur grès et sur shales. Karstification souterraine du calcaire.*
Premières déformations de la surface fondamentale. Formes de rajeunissement lent. Transgression marine?	*Inclinaison du Nord vers le Sud.*	*Modelé d'altération différentielle. Dégagement de tors dans les secteurs soulevés.* *Emoussés-luisants à 65-68m*	*Rejeu modeste des axes anticlinaux hercyniens.* *Emoussés-luisants entre 15 et 55m.*
Rhexistasie: liquidation des sols tropicaux. Retour à un climat tempéré-chaud	*Dénudation complète des inselbergs.*		*Colmatage des cavités et fissures du calcaire carbonifère. "Argiles" de Flimston. Formation de plaines de corrosion superficielle sur calcaire.*
1er grand refroidissement du climat (fin du Reuvérien?)		*Haute nappe alluviale du Cleddau.*	*Epandages quartzeux sur les aplanissements calcaires.*

Tableau n°3: Synthèse de l'évolution morphologique du Pembrokeshire, avant le refroidissement quaternaire.

2°) LES MODIFICATIONS APPORTEES AU RELIEF PENDANT LE QUATERNAIRE FROID.

Le paysage actuel du Pembrokeshire est assez différent de ce qu'il était au début du Quaternaire.Les systèmes d'écoulement étaient alors beaucoup plus étalés,en nappes ou en chenaux mobiles anastomosés,sur des surfaces presque planes,telles que le plateau de Bosherston-Castlemartin; en larges vallées très évasées lorsque la pente était plus forte,comme au NE de St David's,dans la haute vallée de l'Alun.

Aujourd'hui,le réseau hydrographique s'encaisse fortement depuis la côte.Les basses vallées sont généralement envahies par de petits bras de mer parcourus par les courants de marée (par exemple,la rivière Solva,à l'Est de St David's; le Sandyhaven Pill,à l'Ouest de Milford Haven; la rivière de Broad Haven,près de Bosherston).

Beaucoup d'aspects de l'histoire du Pembrokeshire,au Quaternaire,restent obscurs et l'accord est loin d'être obtenu entre les spécialistes (cf: Bowen, 1969,1970,1971; B.S.John,1969,1970).Sans entrer dans la controverse,nous partirons du paysage actuel en montrant les modifications apportées depuis le Quaternaire.Elles sont de trois types:

1) Dégagement d'un relief appalachien à partir de la surface fondamentale,dans la région d'Haverfordwest,avec mise en creux des shales et des mudstones.

2) Incision du réseau hydrographique,souvent guidée par la structure (voir de beaux exemples dans T.R.Owen,1973,p.26-29).

3) Mise en place d'un modelé glaciaire ou périglaciaire.

Le premier point a déjà été discuté.Le dégagement des crêtes gréseuses est l'œuvre de petites rivières parallèles à la direction des couches,naissant au contact des grès et des shales.Le relief est peu évolué; des "ponts"de roches schisteuses sont souvent conservés entre deux affleurements de grès.Un système périglaciaire a pu favoriser l'érosion des shales,toujours très gélifs, en accélérant l'évolution des versants,mais l'évacuation des débris est le fait des petits cours d'eau.

L'incision du réseau a deux causes qui ont pu additionner ou compenser leurs effets: une baisse du niveau de base,une modification des conditions d'écoulement et du rapport débit-charge,elle-même liée aux changements climatiques.La stratigraphie du Quaternaire,connue essentiellement par les coupes des falaises marines,n'est malheureusement pas suffisamment établie dans cette région pour arriver à une chronologie précise des phases d'incision et d'alluvionnement (cf: B.S.John,in Lewis,1969,p.229-265).

Les formations les plus récentes,immédiatement antérieures à l'enfoncement du réseau,sont les épandages caillouteux du plateau de Castlemartin,vers 50m d'altitude.On les trouve jusqu'en bordure même des falaises.Ils étaient donc liés à un niveau de base plus élevé que l'actuel.Aujourd'hui,*le plateau calcaire est incisé par un réseau de vallées sèches,*dont le tracé est étroitement guidé par les accidents structuraux: au NW de Flimston,la vallée de Mount Sion-Linney est parallèle à l'axe des plis armoricains.Celles qui vont rejoindre la baie de Broad Haven suivent localement le tracé de petites failles.

Outre ces vallées relativement importantes,les falaises sont échancrées par de nombreux petits vallons suspendus,parfois indiqués sur la carte à 1/ 25 000 (SR 99).Nous avons constaté sur le terrain que les cailloutis quartzeux

étaient totalement absents des vallées et des vallons: leur incision est plus récente et absolument indépendante des épandages antérieurs.

En raison des difficultés d'accès,nous n'avons pu étudier sur place les versants des vallées sèches,mais sur les photographies aériennes (1),un profil dissymétrique apparaît très nettement,lorsqu'elles sont orientées WNW-ESE: le versant Nord est toujours beaucoup plus raide (vallée de Mount Sion à Linney,vallée de Southrow à Bosherston,vallée à l'Est de la ferme de Trenorgan, vallée située au Nord de Newton ...),sans que le pendage des couches puisse expliquer la différence.Au contraire,dans le cas le plus fréquent,le calcaire plonge vers le Sud.Il semble que la dissymétrie soit d'origine climatique (2).

Dans les petits vallons suspendus au-dessus des falaises,le calcaire est souvent à nu,façonné en petits lapiés.Ils ont généralement une forme en berceau.Par analogie avec les formes observées dans la craie,ce réseau de vallées et de vallons,dont l'origine ne peut être que fluviatile,s'est probablement mis en place sous climat froid,lorsque les glaces de la mer d'Irlande longeaient les falaises calcaires.

La nappe alluviale du Cleddau, repérée en aval de la cluse de Treffgarne,vers 65m d'altitude,soit à plus de 40m au-dessus du talweg actuel,*marque le début de l'incision du réseau hydrographique.* Il est difficile de dire quel était le niveau marin à cette époque.Les falaises du SE de la baie de West Angle (SM 853 032) donnent peut-être la réponse.La baie,de forme quadrangulaire,coïncide avec un synclinal en baquet où affleurent les shales du Carbonifère infé-

(1) Photos de l'Ordnance Survey,série OS 68 034,photos 77-78,87-88-89-90-91, 178-179.

(2) L'hypothèse reste à vérifier sur le terrain.Un rapprochement avec les vallées sèches des pays de craie (Chiltern Hills,Picardie) est tentant.

rieur ("Lower Limestone Shales"),redressés à la verticale de chaque côté.Le couloir schisteux,allongé WNW-ESE s'ouvre aux extrêmités sur la baie de Milford Haven et se trouve donc au débouché de la basse vallée du Cleddau (voir carte topographique SM 80).Dans le coin SE de la baie,on voit de bas en haut (1):

1. Un matériel roulé sablo-caillouteux,ocre-rouille,très altéré,passant progressivement vers le haut à 2 .
2. Un complexe sableux de couleur ocre à la base et grise au sommet,avec des petits lits de gravillons soulignant une stratification oblique très nette.Latéralement,on passe à des cailloutis également très altérés.
3. Des argiles gris-bleu,compactes,à stratification subhorizontale,avec des lits noirâtres riches en petits fragments organiques.
4. Des limons sableux jaunâtres ou rougeâtres finement stratifiés en lits subhorizontaux,passant latéralement à des sables et cailloutis de même couleur,affectés vers le centre de la baie par une pseudo-tectonique complexe.
5. Des limons rougeâtres sur lesquels se développe le sol actuel.

Le niveau 1 a été interprété par B.S.John (1969 a) et b)) comme étant une plage soulevée,tandis que le complexe sableux se serait mis en place dans un milieu d'estuaire.Il renferme des fragments de mollusques marins et des petits morceaux de bois.L'analyse pollinique du complexe sableux 2 indique une forêt tempérée d'âge "hoxnien" plutôt qu"Ipswich" (d'après E.Field,in B.John, 1969,p.21) (2).Par leur forte altération,les niveaux 1 et 2 rappellent les dépôts alluviaux de la nappe supérieure du Cleddau (3).Si la corrélation est cor-

(1) Notre description ne correspond pas exactement à celle de B.S.John qui est antérieure de plus de 6 ans,peut-être en raison d'un effondrement récent de la falaise.John signalait d'ailleurs des variations importantes de faciès,latéralement.

(2) L'âge reste incertain,faute de datation absolue.

(3) Les terrasses alluviales plus basses,comme celles de Green Plain (SM 957 220),vers 46m,sont formées de galets bien roulés et frais.

recte,elle *implique,pour le Cleddau,un profil longitudinal beaucoup plus tendu que l'actuel,puisque le niveau marin était presque identique*.La taille du matériel peut expliquer cette forte pente.Le passage de 1 à 3 indique une sédimentation de plus en plus fine,dans un milieu ouvert sur la mer (1 et 2),puis abrité derrière un cordon sableux (argiles gris-bleu).

Le niveau 4,caractérisé par une pseudo-tectonique de micro-failles, est considéré comme d'origine glaciaire par John.Il paraît nécessaire de discuter ce terme.Ce style de déformation dans un matériel sableux suppose qu'il ait été rendu cohérent par le gel; mais les contraintes subies,responsables des micro-failles,peuvent s'expliquer par la pression des glaces occupant la baie de West Angle,largement ouverte vers l'Ouest.*Elles n'impliquent pas de calotte de glace à l'intérieur des terres.*

La même remarque est valable pour les sables et graviers contenant des fragments de mollusques marins,observés à Mullock Bridge,au Nord de la baie de Milford Haven (SM 811 080) (B.S.John,1969,p.237).La sablière se situe à l'embouchure d'un petit ruisseau naissant près de la côte Nord de la presqu'île de Marloes.La microtectonique cassante déformant les sables et graviers n'implique pas que les glaces aient recouvert la presqu'île.

Nous venons d'évoquer l'un des sujets les plus controversés de la morphologie du Pembrokeshire.Il concerne l'extension et le nombre des glaciations ayant intéressé la région.John a présenté récemment une synthèse des principaux travaux et des données actuellement réunies par les spécialistes (B.S. John,in Lewis,1969,p.229-265).Le seul point admis par tous est qu'il n'y a pas

eu,au Pembrokeshire,de glaciation d'origine locale: les glaces venaient toutes de la mer d'Irlande.

Au début du siècle,la tendance était de voir partout des dépôts glaciaires ou des roches façonnées par les glaces.Dès 1904,cependant,Jehu remarquait la *rareté des roches en place polies ou striées,*sauf au pied de certaines falaises, et l'*absence de blocs erratiques sur les hauteurs.*

Les seuls qui aient été signalés ont été trouvés près du littoral,en bordure des falaises.L'un des exemples les plus célèbres est un bloc de picrite venu d'Ecosse,localisé près de Porthllisky,au SW de St David's (1).Plusieurs autres erratiques d'origine diverse (Anglesey,Caernarvonshire,Nord du Pembrokeshire) ont été repérés sur le plateau littoral de Castlemartin,mais ils ont été souvent déplacés par l'homme,comme ceux qui recouvrent la tombe des Lambton,près de la chapelle de Flimston (A.Leach,1933).La localisation des blocs,près des falaises,suggère qu'ils ont été abandonnés par des masses de glaces poussées contre la falaise,sous la pression d'un puissant glacier occupant la mer d'Irlande.

Le Nord du Pembrokeshire (NE de la presqu'île de St David,presqu'île de Pen Caer,arrière pays de Fishguard et de Dinas Head) se distingue du reste du Comté par l'existence de formes et de dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires.Il convient cependant de souligner que,même dans cette région,*le modelé glaciaire n'occupe qu'une superficie restreinte:* on est frappé par le contraste entre l'abondance des dépôts fluvio-glaciaires dans certaines vallées,la présence d'un réseau de chenaux d'eaux de fonte,et,par ailleurs,*l'absence de formes glaciaires nettes sur les hauteurs.*Ainsi,les collines de dolérite ou les pitons rhyolitiques de la presqu'île de Pen Caer,comme les Mynydd Prescelly,n'ont-ils apparemment pas été modelés

(1) Récemment,le bloc a dégringolé au pied de la falaise.

par les glaces.On note seulement quelques formes nivales dans les Prescelly: sur le versant SE du Foelleryn,par exemple (SN 065 320),une niche de nivation,large de 140m environ,est creusée dans une dolérite assez grossière,se débitant en gros blocs massifs.

Dans certaines vallées ou dépressions,d'épaisses alluvions sablo-caillouteuses sont considérées comme *fluvio-glaciaires* (cf.Bowen,1971,p.263; B.S.John, 1969,in Lewis,1969).L'un des meilleurs exemples se situe à la convergence du Cleddau occidental et de l'Afon Cleddau,vers 60-65m,au niveau d'une grande sablière (Mathry Road Quarry,SM 923 310).De haut en bas,on y voit:

- des graviers et galets roulés assez massifs (25cm).
- des graviers à fort aplatissement,en lits subhorizontaux.Une stratification oblique secondaire est visible dans les lits les plus fins (230cm).
- des sables fins ocres ou brunâtres (20cm).
- des argiles limoneuses avec lentilles de sables fins (25cm).
- des sables grossiers en lits subhorizontaux,avec fine stratification oblique (150cm).
- des sables fins avec stratification entrecroisée très régulière.

En haut de la coupe,on remarque plusieurs fentes en coin.L'une d'elles s'enfonce jusqu'à 1,70m du sol.Ailleurs,des figures de cryoturbation forment des poches à matériel argileux,cernées par des galets redressés.Un examen à la loupe binoculaire de la fraction sableuse des argiles limoneuses révèle la présence d'émoussés luisants très nets.A 0,400mm,ils constituent de 20 à 30% du total.Il ne peut s'agir que du remaniement d'un stock de sables marins,car l'ensemble du matériel offre une stratification typiquement fluviatile.Pour Bowen,ce sont des dépôts fluvio-glaciaires provenant de la fonte des glaces de la mer d'Irlande.

En fait,on ne peut exclure que les émoussés luisants,comme ceux de Treffgarne et de Windsor Hill aient été façonnés lors d'une transgression marine antérieure.En outre,les sables de la Mathry Road Quarry sont remarquablement décalcifiés (moins de 0,5% de carbonates),contrairement aux formations glaciaires exposées sur les falaises de la baie de Cardigan (cf: B.S.John,in Lewis,1969,p.232-237) ou aux dépôts de Tre-llys (SM 898 349) qui contiennent des fragments de mollusques marins. L'interprétation de Bowen (Bowen,1971,p.263) est donc discutable.Par contre,les fentes de gel et les figures de cryoturbation témoignent d'une phase de climat froid,accompagné de permafrost.

Les chenaux à fond plat et flancs raides de l'arrière pays de Fishguard décrits par J.K.Charlesworth (1929),puis par Bowen et Gregory (1965; 1966) dessinent un réseau anastomosé qui a désorganisé le cours de certaines rivières (voir carte à 1/25 000,SM 93).Dans l'Esgyr Bottom (SM 979 349),la ligne de partage des eaux entre Cleddau et Cwm Gwau est indécise.Charlesworth considérait que les chenaux étaient dûs à un effet de vidange de lacs de barrage,formés en arrière des glaces de la mer d'Irlande,un peu au Sud de la côte de la baie de Cardigan.Cette hypothèse a été remise en cause par Bowen et Gregory,puis par B.S.John.Pour eux, les chenaux sont l'œuvre d'eaux de fonte travaillant sous la glace.Ils en déduisent l'existence d'une épaisse calotte de glace sur tout le Nord du Pembrokeshire et même sur la presqu'île de St David,jusqu'au Nord des collines de Treffgarne (voir carte,p.261,Bowen,1971;cf.infra 3ème Partie p.669).

Il nous semble que cette hypothèse va à l'encontre des observations de terrain: *partout,sur les collines de ces régions,le modelé est périglaciaire*.Les pentes sont couvertes de gros éboulis arrachés aux corniches ou aux tors,ou d'une pierraille dérivée par gélifraction de la roche en place: c'est ce que l'on voit

au pied des Plumstone Rocks,dans des tufs rhyolitiques,sur le flanc Sud de la Grea Treffgarne Mountain,dans des andésites,sur le versant SE du Carn Llidi (SM 737 28U dans des mudstones.Les roches ne sont ni striées,ni moutonnées.

Au Sud des Garn Turne Rocks (SM 979 272),de gros blocs provenant de ces tors d'andésite ont glissé sur une pente relativement faible,inférieure à 10%; leur déplacement a été attribué aux glaces quaternaires (Thomas et Cox,1924).Plus vraisemblablement,il fut l'œuvre de la seule gravité,facilitée par une couche verglacée.Le même phénomène a d'ailleurs été signalé en Ecosse (A.Godard,1965).

Plus au Sud,dans la région d'Haverfordwest et dans la presqu'île de Castlemartin,il n'y a pas traces de glaciation,sauf sous la forme de blocs erratiques d'origine lointaine,localisés le long des falaises,et d'alluvions déformées par des phénomènes de glacio-tectonique à Mullock Bridge et à West Angle Bay,ainsi qu'il a été dit ci-dessus.C'est *l'absence de glaciation qui a permis la conservation des formations superficielles antérieures*,par opposition à ce qui s'est passé à Anglesey,par exemple.

L'origine de la baie de Milford Haven,extraordinairement large pour le modeste cours d'eau qu'est le Cleddau inférieur,pose un problème délicat.On sait qu'elle coïncide avec le grand accident de Ritec,combinant faille et chevauchement,dont le fonctionnement répété depuis le Paléozoïque inférieur a dû provoquer un certain broyage tectonique facilitant l'altération du matériel.Au Quaternaire récent,les glaces de la mer d'Irlande qui contournaient le Pembrokeshire ont pénétré dans la baie et l'ont légèrement surcreusée (glaciation pré-devensienne).

Néanmoins,les glaces n'ont fait que s'infiltrer dans la baie mais ne l'ont pas créée.La largeur inaccoutumée de cet estuaire est plus probablement liée à un abaissement de la surface fondamentale dans l'axe du vieil accident de Ritec.

Etablies à partir des coupes naturelles offertes par les falaises marines,la stratigraphie du Quaternaire est encore très incertaine et l'âge de la glaciation de la mer d'Irlande reste indécis.Les uns pensent qu'elle se place au Devensien (Bowen et Gregory,1965; Zeuner,1959; B.S.John,1969).D'autres préfèrent la dater du Saalien (Mitchell,1960; Stephens et Synge,1966).

Le nombre même des glaciations ayant intéressé le Pembrokeshire est controversé.Beaucoup envisagent,comme les premiers géologues (Jehu,1904),l'existence d'une glaciation antérieure et distinguent un "Older Drift" et un "Newer Drift" (Charlesworth,1929).Pour B.S.John (1969),les chenaux d'eaux de fonte du Nord du Pembrokeshire se sont créés au cours d'une première glaciation,tandis que toutes les formations glaciaires ou fluvio-glaciaires repérées dans les basses vallées ou le long des côtes datent d'une deuxième glaciation(Devensien).Les rares datations au C 14 ne résolvent pas le problème car,étant obtenues à partir de fragments de coquilles,elles ne sont pas unanimement acceptées.

Au delà de ces controverses,*il semble bien que les glaces n'ont fait qu'effleurer le Pembrokeshire,au Quaternaire récent.*Occupant la mer d'Irlande et les baies adjacentes,elles ont pu pénétrer dans les basses vallées et déborder localement sur les bas plateaux,mais elles n'ont pas submergé tout l'arrière pays.Celui-ci a alors été soumis à un régime périglaciaire avec des périodes de froid intense accompagné de permafrost.

CHAPITRE DEUX: LES RÉGIONS DE TECTONIQUE TERTIAIRE PLUS AMPLE OÙ LA SURFACE FONDAMENTALE DÉFORMÉE EST BIEN CONSERVÉE.

A) GOWER, LE VALE OF GLAMORGAN ET LE SW DU MONMOUTHSHIRE.

La presqu'île de Castlemartin, au Sud du Pembrokeshire, offre de nombreuses similitudes avec celles de Gower et du Vale of Glamorgan: toutes trois appartiennent au socle hercynien et exposent les mêmes grès rouges du Dévonien et les mêmes calcaires du Carbonifère. Toutes trois ont un relief accidenté que dominent des collines gréseuses aux sols rouges.

Cependant, d'autres faits justifient que leur étude ait été présentée en deux chapitres distincts: par son évolution récente, la presqu'île de Castlemartin se rattache bien au reste du Pembroke puisque, comme lui, elle a presque totalement échappé aux glaciations. Gower et le Vale of Glamorgan ont été, au contraire, recouverts partiellement par des glaces venues du Nord ou de l'Ouest. Alors que le relief appalachien du Sud du Pembrokeshire est l'oeuvre de l'érosion différentielle, les parts respectives de celle-ci et de la tectonique sont plus équilibrées dans les deux autres presqu'îles. Enfin, la couverture mésozoïque est beaucoup mieux conservée dans le Vale of Glamorgan. Comme nous le verrons, la topographie juxtapose des formes de relief d'âge très différent.

1°) La presqu'île de Gower: un relief hérité d'une tectonique tertiaire (1)

Elle s'allonge sur une vingtaine de kilomètres,d'Ouest en Est.Sa largeur est de 10 km environ de Gowerton aux Mumbles,de 12 km de la pointe de Whitford (SS 449 969) à celle de Port Eynon (SS 470 842).Elle se rattache au Massif Gallois par une zone marécageuse et basse à moins de 20m d'altitude.

Dans ce cadre restreint,la diversité des paysages est grande.Au Nord, une côte basse,marécageuse,longeant l'estuaire du Loughor,est dominée au Sud par un escarpement plus ou moins vigoureux,parfois accidenté d'une corniche rocheuse comme à Tor Gro.Son commandement varie de 60m,à l'Ouest de Llanrhidian,à plus de 100m à l'Ouest de Pen Clawdd.Au NW,cette côte basse marécageuse fait place à un champ de dunes.En arrière,une plaine littorale étroite butte contre les collines de Llanmadoc et de Rhossili Down,culminant toutes deux vers 185m,et séparées l'une de l'autre par la trouée de Llangennith.Le versant occidental de Rhossili Down,convexe au sommet,puis rectiligne avec une pente de 35 à 37°, tombe brutalement sur une étroite banquette faiblement inclinée et attaquée en falaise par la mer.

La côte Sud,de Worms Head (Penrhyn-gŵyr) à l'Ouest,à Mumbles Head,à l'Est,expose de belles falaises de calcaire,hautes de 15 à 40m,accidentées de nombreuses grottes.Les plages sableuses sont rares et difficilement accessibles de l'arrière-pays,sauf pour les deux plus grandes,Port Eynon et Oxwich qui s'ouvrent toutes deux vers l'ESE.Cette côte méridionale est formée d'une série de tronçons WNW-ESE,décalés les uns par rapport aux autres.Au Nord des Mumbles,

(1) Cartes topographiques au 1/25 000 : SS 48,49,58 et 59.
Cartes géologiques au 1/63 360 n° 246 et 247.

la baie de Swansea s'ouvre sur une côte basse décrivant une large courbe.

Vers l'intérieur,au Sud d'une ligne Llanrhidian-Oystermouth,Gower se présente comme un bas plateau se relevant sensiblement vers le SSW (110m à l'Ouest de Port Eynon,90m à High Pennard vers SS 370 865,76m à Oldway,vers SS 585 885) et moins fortement vers le NW (60m au Sud de Landimore,vers SS 465 925),tandis que les altitudes minimales se situent vers le centre: moins de 45m au NW de Llandewi,vers SS 455 903).

Ce bas-plateau porte cinq collines dont *les trois plus grandes,Cefn Bryn,Llanmadoc Hill et Rhossili Down,ont l'originalité de culminer chacune vers 185m* et d'avoir des sommets plats ou lourdement convexes.De courtes rivières divergent de ces collines ou les contournent en s'encaissant dans le plateau sous-jacent.Elles rejoignent la mer par des vallées étroites à forte pente.Le long de la côte Sud,les falaises sont fréquemment échancrées par de courts ravins,non drainés,débouchant sur de petites criques.

Au NNE d'une ligne Llanrhidian-Oystermouth,le paysage change totalement: marécages et tourbières se succèdent,de la colline de Cilifor (SS 505 925) à l'aéroport de Swansea.Au-delà,vers l'Est et le Nord,les altitudes se relèvent jusqu'à plus de 120m. La topographie devient franchement vallonnée,le relief disséqué par des rivières divergeant des hauteurs de Poundffald (SS 568 944),de Carnglas (SS 615 940),de Clyne (SS 599 903).

°o°

L'un des problèmes morphologiques majeurs de Gower concerne *l'origine des collines de Vieux Grès Rouge qui dominent si nettement le plateau calcaire* (fig.57).On retrouve une disposition des couches du socle hercynien,déjà vue dans le Sud du Pembrokeshire,mais,alors que sur la plate-forme de Castlemartin, diverses formations argileuses ou caillouteuses permettaient de dater la mise en creux des calcaires de la fin du Tertiaire,ici,l'interprétation morhologique est moins simple.

Prenant argument du lambeau de conglomérats triasiques conservé à Port Eynon,dans une dépression synclinale de shales namuriens (1),les géologues britanniques considèrent que le relief de la presqu'île s'est formé au Trias et *fut simplement exhumé de la couverture mésozoïque* (cf.T.R.Owen,1973,chap. 6).Cette dernière aurait été déblayée par l'érosion marine,au Pliocène et au Quaternaire ancien.Il en serait résulté trois plates-formes d'abrasion étagées à 600,400 et 200 pieds.La plus haute passe au sommet des collines de grès dévonien,tandis que les deux autres tronquent le calcaire carbonifère (T.R.Owen, 1973,chap.6; E.H.Brown,1960).

Ce schéma séduisant nous paraît à rejeter pour plusieurs raisons:

1) *La topographie pré-triasique* était caractérisée,dans cette région,par la mise en relief des calcaires carbonifères par rapport aux grès plus fragiles (cf.1ère Partie,p.124et suivantes),suivant une *échelle de résistance exactement inversée par rapport à celle qui a donné naissance au relief actuel.*

2) Les conglomérats de Port Eynon,affleurant en contrebas de la plate-forme calcaire,ne se sont pas mis en place en même temps qu'elle,mais *avant* elle:

---

(1) A Gower et dans la région de Swansea,le "Millstone Grit" est formé presqu' exclusivement de shales.

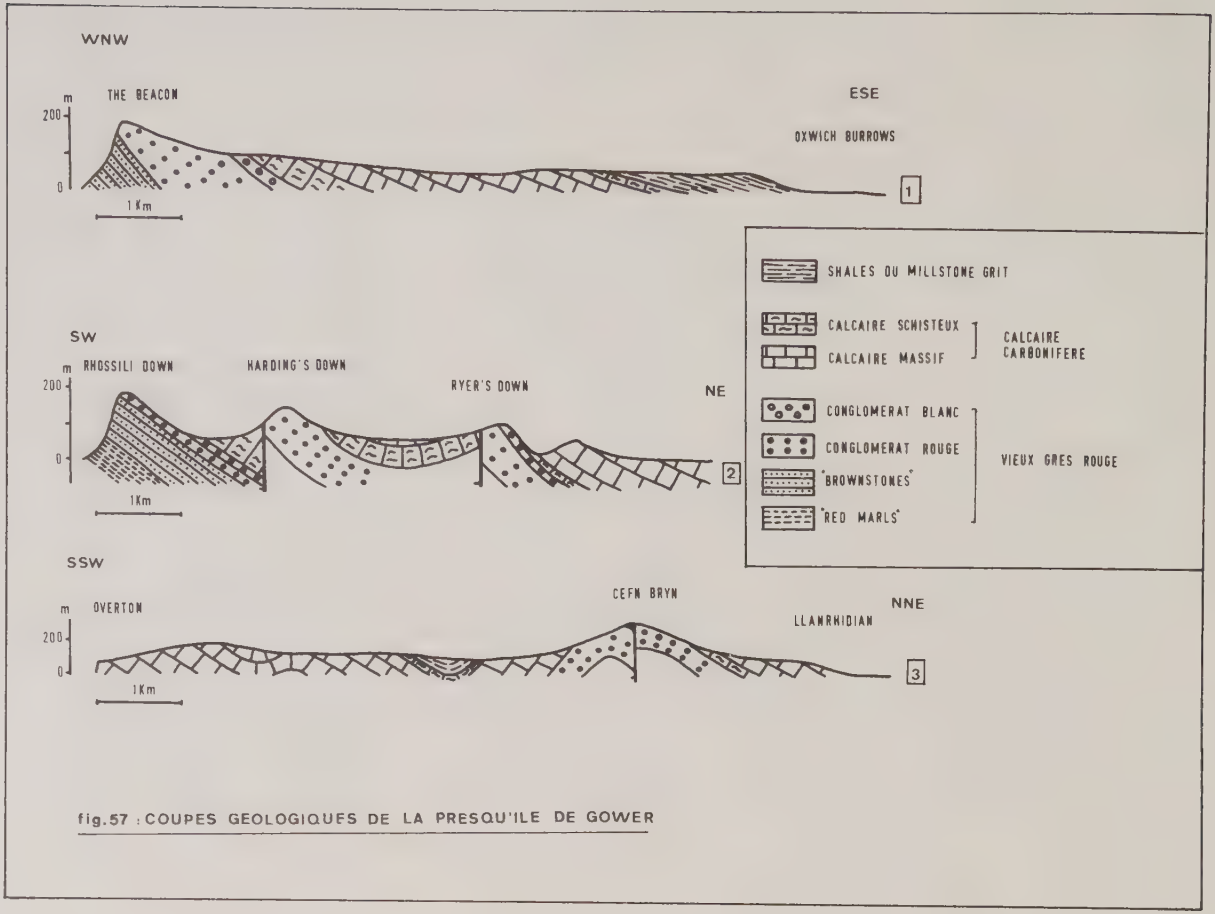


fig.57 : COUPES GEOLOGIQUES DE LA PRESQU'ILE DE GOWER

ils représentent les restes d'un ancien cône alluvial avec des chenaux incisés dans le substrat calcaire ou dans les shales namuriens.Pendant la sédimentation,la topographie était fortement accidentée avec des versants ou corniches calcaires qui fournissaient d'abondants débris grossiers.Il est significatif que les conglomérats de Port Eynon soient constitués exclusivement de fragments calcaires.L'absence de Vieux Grès Rouge s'expliquerait mal si des versants raides avaient été taillés dans cette roche.

3) Si les plates-formes calcaires étaient l'oeuvre de l'abrasion marine pliocène,on comprend mal pourquoi celle-ci n'aurait pas fait reculer de la même façon les escarpements gréseux des collines,par rapport au contact grès/calcaire: actuellement,le long des côtes du Pays-de-Galles méridional,les falaises de grès dévonien reculent plus vite que celles de calcaire.La baie de Rhossili,par exemple,s'enfonce dans le Vieux Grès Rouge alors que,de chaque côté,le calcaire donne les promontoires de Burry Holms et de Worms Head.Il est donc *peu vraisemblable que l'abrasion marine ait largement attaqué le calcaire,à chacun de ses stationnements,à 400 puis à 200 pieds,créant une topographie étagée,alors qu'elle aurait laissé intacts les versants gréseux.*

A l'origine du relief actuel,il y a bien la topographie pré-triasique dont il reste un témoin sous les conglomérats de Port Eynon et à leurs abords immédiats,vers 35-45m d'altitude; mais,dès que l'on s'éloigne de là,la surface actuelle recoupe celle du Trias.Sur le plateau calcaire bordant la côte SW de Gower,à 80-100m d'altitude,il ne reste pas de sédiments corrélatifs notables,sans doute en raison de l'oeuvre de l'érosion glaciaire.Par contre, sur son prolongement,au NE du Cefn Bryn,vers 70-90m,nous avons repéré,en deux endroits,des formations piégées dans des cavités d'origine karstique,dont les

caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques suggèrent,comme au Pembrokeshire méridional,le *remaniement de sols évolués avec néoformation de kaolinite,développés sur les versants gréseux proches*.Le premier cas se situe en face de l'auberge de Stone Mill,le long de la route A 4118 (SS 551 891).Le matériel,très argileux (plus de 60% des éléments ont moins de 2 microns),contient,en proportion presque égale,illite et kaolinite.Les quartz de la fraction sableuse sont cariés et leurs contours dessinent de multiples petites aspérités (1).

Le deuxième cas est localisé dans les carrières d'Ilston (SS 555 906) où des poches sont remplies par une masse argilo-sableuse ocre-rouge à fort pourcentage de kaolinite (2).

Ainsi,par analogie avec la péninsule de Castlemartin,il est probable que ces plateaux d'érosion tronquant les couches calcaires se sont élaborés au Tertiaire.*La mise en creux des calcaires par rapport aux grès est-elle cependant l'oeuvre exclusive de l'érosion différentielle?* Dans ce cas,un relief appalachien se serait créé à partir d'une surface passant au sommet des collines gréseuses,vers 185m d'altitude.Deux faits s'opposent à une telle interprétation:

1) Cette surface de démarrage se trouverait à une altitude bien supérieure à la "surface" pré-triasique de Port Eynon.On pourrait alors envisager que les sédiments triasiques puis jurassiques aient recouvert toute la région et effacé les accidents de la topographie antérieure.Cette hypothèse suppose un relief pré-triasique dominé par des collines gréseuses,ce qui,on l'a vu,n'est pas vraisemblable.

(1) Echantillon 70-112. Analyses du laboratoire du C.N.R.S,L.A.141 et de l'Institut de Géographie de Lille.

(2) Echantillon 72-146. Analyses du laboratoire du C.N.R.S.,L.A.141.

2) Des paléosols caractérisés par des quartz cariés et la néoformation de kaolinite ont été repérés sur le versant SW du Cefn Bryn (1).Le matériel est moins évolué que celui piégé dans les cavités du plateau calcaire,en contrebas,mais il indique néanmoins une altération sous un climat encore chaud et humide,très différent de celui du Permo-Trias.*Les versants du Cefn Bryn,comme les plateaux calcaires,portent le témoignage d'une évolution continentale sous un climat assez agressif,comme en offrait par exemple le Pliocène.*

La surface d'érosion passant au sommet des collines de Gower,vers 185m d'altitude,est donc plus récente que la topographie pré-triasique de Port-Eynon,à 45m,mais plus ancienne que les plates-formes calcaires développées en contrebas des collines,vers 80-100m.Tout cela ne peut se concilier que si l'on tient compte de la tectonique post-triasique,probablement tertiaire.

L'étude précise du Cefn Bryn montre en effet que *la position topographique culminante du Vieux Grès Rouge n'est pas due à la seule érosion différentielle* (fig.58).Le Cefn Bryn correspond à un anticlinal d'axe WNW-ESE coïncidant avec l'affleurement des conglomérats quartzeux du Vieux Grès Rouge supérieur et des Brownstones du Vieux Grès Rouge inférieur.En outre, l'ensemble est haché de failles en échelon orientées NNE-SSW.De part et d'autre de la faille de Nicholaston-Penmaen,à regard Est,*la position topographique du grès change sans qu'il y ait de variation de faciès:* à l'Ouest,il culmine à 186m en dominant nettement le calcaire de part et d'autre (120m au Sud,100m au Nord).A l'Est,par contre,il ne dépasse pas 95m et se trouve à peu près à la même altitude que le calcaire.Au delà de la baie des Three Cliffs,dont

---

(1) Echantillons 70-114,70-115,70-116. Localisation du prélèvement: SS 497 895.

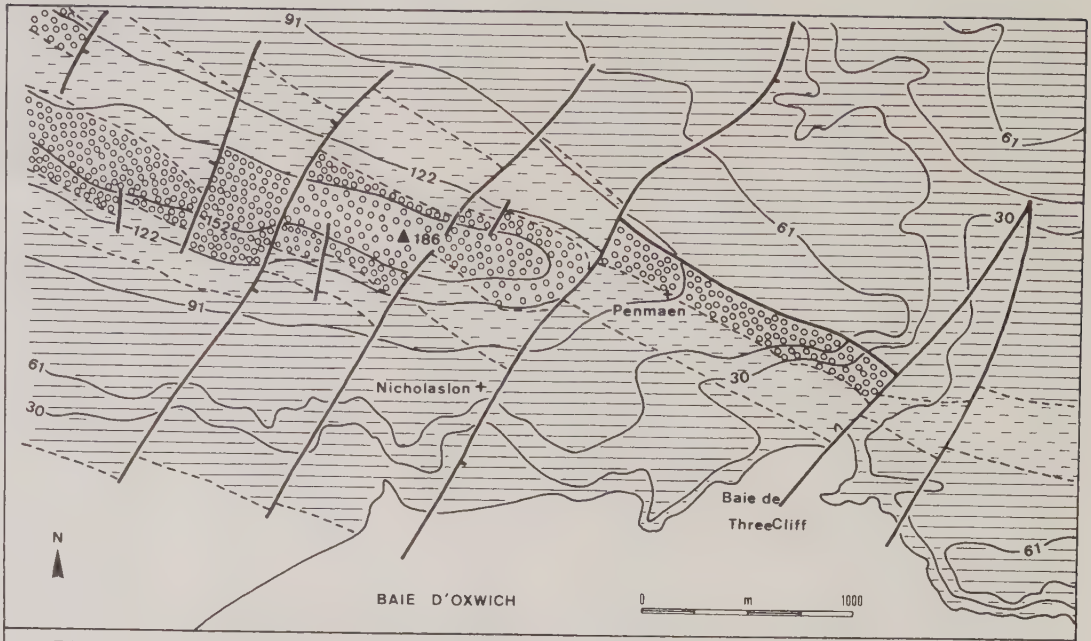


fig 58 CARTE MORPHOSTRUCTURALE DU CEFN BRYN (GOWER)

courbe de niveau en mètres — limite d'affleurement — faille

calcaire carbonifère — shales du carbonifère inf. — vieux grés rouge (conglomérats, grés)

l'axe suit le tracé d'une nouvelle faille,le Dévonien disparaît sous le calcaire et les shales du Carbonifère inférieur qui affleurent vers 60m.

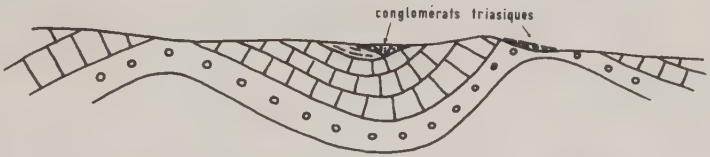
Ainsi,le long de l'anticlinal WNW-ESE,les conglomérats quartzeux du Dévonien passent-ils de 186m au sommet du Cefn Bryn à moins de 100m près de Penmaen,alors que sur la même distance,le calcaire ne s'incline que d'une trentaine de mètres.Le grès est donc beaucoup plus fortement dénivelé que le calcaire,de part et d'autre de la faille de Nicholaston.Cette différence d'altitude,de l'ordre de 90m,dans le Dévonien,est d'origine tectonique: elle représente à peu près le rejet de la faille.Par contre,au niveau de l'affleurement carbonifère,au Nord de Nicholaston,l'escarpement de faille a été nivelé: de part et d'autre du plan de faille,la même surface d'érosion tronque les couches calcaires.Au NW de Penmaen,où la faille a mis en contact des conglomérats quartzeux et des shales,un petit escarpement de ligne de faille, inversé par rapport à la structure,s'est créé.Il n'est pas indiqué sur la carte topographique à 1/25 000 mais il apparaît nettement sur les photographies aériennes (1).

Tous ces faits,outre qu'ils montrent l'importance de la morphologie structurale dans une région où elle était généralement négligée,permettent de comprendre l'origine du Cefn Bryn (fig.59).

Au Trias,les grès dévoniens n'affleuraient pas encore ou formaient une boutonnière au milieu du calcaire.Le relief était assez accidenté pour alimenter en débris calcaires des épandages caillouteux venant combler des chenaux profondément incisés dans le substrat calcaire ou dans les shales namuriens.A partir de l'émersion définitive de la région,*la surface fondamen-*

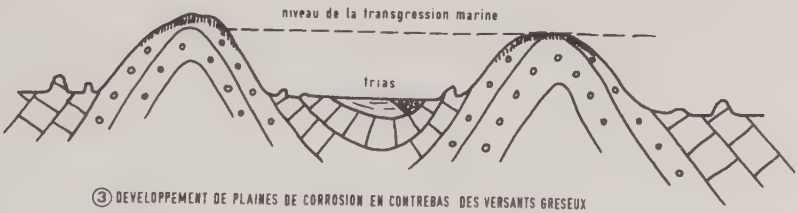
(1) Mission OS 69 052,photos n° 56-57 et 33-34.

fig 59 SCHEMA DE LA FORMATION DES COLLINES GRESEUSES DE GOWER



① TOPOGRAPHIE POST-TRIASIQUE EN VOIE D'APLANISSEMENT

② REJEU DES ANTICLINAUX ET DEFORMATION DE LA SURFACE FONDAMENTALE (SOLS EPAIS SUR LES GRES KARSTIFICATION DU CALCAIRE)



③ DEVELOPPEMENT DE PLAINES DE CORROSION EN CONTREBAS DES VERSANTS GRESEUX

tale reconnue dans tout le Pembrokeshire se développait ici,à la fois sur les conglomérats quartzeux et les grès rouges du Dévonien,sur les calcaires et shales du Carbonifère et sur les conglomérats calcaires du Trias.

Tandis que des sols épais,à argile kaolinique,se formaient sur les grès,les calcaires étaient attaqués par la corrosion chimique et troués de cavités karstiques.

A un moment donné,des déformations tectoniques dont on ne peut préciser la date,mais qui ont pu se prolonger jusqu'à la fin du Tertiaire, si l'on en juge par la fraîcheur des formes qui en dérivent,font rejouer l'anticlinal hercynien du Cefn Bryn.Le style est cassant,marqué par un jeu de blocs faillés disposés en échelon le long d'accidents perpendiculaires aux axes anciens.

*Le soulèvement du Cefn Bryn a accéléré la corrosion du calcaire,en contrebas des versants gréseux,*accentuant ainsi la mise en creux que la tectonique avait amorcée.Des plaines de corrosion karstique se développent.

Les autres collines de Vieux Grès Rouge,Rhossili Down,Llanmadoc Hill,Hardings Down,Ryer's Down,ont vraisemblablement la même origine que le Cefn Bryn.Dans certains secteurs,comme le flanc SE du Rhossili Down,où le contact grès/calcaire ne coïncide pas avec le pied de la colline,des glacis intermédiaires à large concavité basale sont taillés dans les grès dévoniens. Là,le recul du versant gréseux ne peut s'expliquer par l'abrasion marine car la pente longitudinale est trop forte,mais plutôt par un phénomène de pédimentation analogue à ce qui a été vu au Pembrokeshire.

*L'hypothèse des surfaces d'abrasion marine étagées à 200 et 400 pieds (61 et 122m) ne résiste pas à l'examen des cartes topographiques détaillées ou des photos aériennes.*Il est artificiel de privilégier telle ou telle altitude,car la topographie correspond,en réalité,à un bas plateau légèrement ondulé,dont les altitudes varient entre 50 et 110m.Il est vrai, cependant,que localement le paysage littoral,par la platitude remarquable des horizons,évoque une plate-forme d'abrasion marine.C'est le cas,par exemple,de la pointe d'Oxwich qui s'avance vers le SE entre les baies de Port Eynon et d'Oxwich,avec des altitudes très uniformes de 75m (250 pieds).Si l'on cherche ailleurs cette "plate-forme de 75m",on ne la retrouve pas.

Il est surprenant que les trois plus grosses collines de Gower culminent chacune vers 185m.C'est une similitude curieuse si on admet,comme nous le proposons,que ce relief dérive directement de la tectonique.La découverte de *quartz émoussés-luisants dans des formations superficielles prélevées au sommet du Cefn Bryn* suggère que c'est l'oeuvre de l'abrasion marine: dans un matériel dérivé du Vieux Grès Rouge par altération in situ sont mêlés des quartz dont le façonnement marin est probable (1).A 0,2mm,ils constituent le tiers du total.Sur les deux autres collines,nous n'avons pas trouvé d'émoussés-luisants dans les sondages que nous avons pu faire (2).Le profil plus tabulaire du Cefn Bryn explique peut-être qu'ils aient été conservés sur cette colline.Sur le versant Sud du Cefn Bryn et dans le maté-

(1) Les quartz ont été légèrement cariés avant leur façonnement; la kaolinite est présente mais non dominante.Echantillons 71-140 et 71-141.Localisation du prélèvement: SS 489 900.

(2) Sur la colline de Llanmadoc,un échantillon de sables constituant la matrice fine du sol,prélevé au sommet (SS 440 927) contient quelques quartz émoussés aux coins légèrement luisants,mais le façonnement est beaucoup moins net que sur le Cefn Bryn.

riel piégé dans les cavités du calcaire,des quartz émoussés-luisants sont présents,en proportion moindre (1 à 5%).Ils sont probablement descendus des collines,mêlés aux colluvions.

Tenant compte de ces observations,un schéma en trois phases est proposé:

1) Une période d'altération chimique modérée donnant des altérites meubles épaisses sur les grès.

2) Un remaniement superficiel par l'abrasion marine.

3) Une évolution des versants en régime continental.

L'abrasion marine a aisément attaqué les altérites meubles formées précédemment sur les grès,d'autant que les collines constituaient des îlots de volume réduit.Contrairement à la conception classique qui considère que la"surface des 600 pieds" (182m) est née avant la formation des plates-formes calcaires,en contrebas,nous pensons que *la mer a submergé un relief déjà différencié et s'est contentée d'effleurer le sommet des collines,sans modifier l'aspect général du relief antérieur* (1).

La mise en place du réseau hydrographique s'est faite en conformité avec la tectonique tertiaire.Celle-ci,dans l'ensemble,a soulevé les régions périphériques de la presqu'île et créé une dépression centrale (Llanddewi-Knelston).Le cours du Burry Pill est caractéristique: la rivière naît sur le flanc oriental du Rhossili Down et reçoit plusieurs petits affluents du versant Sud de la colline de Llanmadoc.En aval de Burry,il se dirige vers le

---

(1) On peut s'étonner qu'il ne reste pas de sédiments marins en contrebas. Cependant,il est possible que,même si ceux-ci ont effectivement existé,ils aient été déblayés ultérieurement,soit par des systèmes d'écoulement analogues à ceux qui ont étalé les cailloutis quartzeux du Pembrokeshire méridional,soit par les glaciers quaternaires.

Nord et traverse l'axe anticlinal Llanmadoc-Ryer's Down-Cefn Bryn,à l'endroit où il s'abaisse le plus et où de petites failles transversales S-N ont guidé son tracé.En aval de Stembridge,la rivière décrit un nouveau coude et suit l'affleurement de shales du Carbonifère inférieur.

La presqu'île de Gower a subi deux glaciations successives,celle de l'"Older Drift" et celle du "Newer Drift" (A.Strahan,1907; T.N.George, 1932; D.Bowen,1970,1971,1973 a) et b)).La plage soulevée repérée tout le long de la côte méridionale vers 10m d'altitude ("Patella Beach") serait, d'après Bowen,postérieure à l'Older Drift,mais antérieure à la seconde glaciation: elle daterait de l'interglaciaire Ipswich (Eemien) (1).Lors de la première phase glaciaire,Gower a été atteint par les glaces venues à la fois d'Ouest ("Irish Sea Glaciation") et du centre du Pays-de-Galles,comme le prouve la nature des erratiques.La deuxième glaciation (Weichsel) n'a intéressé que le NE de la presqu'île et les glaces étaient d'origine galloise exclusivement (cf.3ème Partie,p.681).

Malgré ce double épisode,*le modelé glaciaire se limite ici à quelques formes d'accumulation:* eskers,kettle-holes (Bowen,1970),localisés dans la zone du Newer Drift.Ailleurs,une couverture de matériel hétérogène,plus ou moins argileux,tapisse les plates-formes calcaires.*Les collines gréseuses n'ont pas été submergées:* roches striées ou moutonnées sont absentes des sommets.Sur la colline de Llanmadoc,une pierraille anguleuse à matrice sableuse,résultant de la fragmentation sur place des grès sous-jacents,atteint une épaisseur de 2 à 4m.Près du sommet,sur une pente de 4 à 5°,elle est mode-

(1) Pour A.Guilcher,il n'y a aussi qu'une seule plage ancienne,équivalent des plages normaniennes de la baie de Douarnenez et de la presqu'île de Crozon,en Bretagne.Les dépôts de plage ont été dérangés par la cryoturbation périglaciaire (A.Guilcher,1974).Par contre,Mitchell (1972) pense qu'il y a deux plages soulevées,à des altitudes presque identiques,datées respectivement de l'Hoxnien et de l'Ipswich.

lée en"buttes gazonnées".En aval,sur un versant de II à 12°,une stratification est ébauchée,en lits de gravillons alternant avec des niveaux sableux ou caillouteux.Les galets ont leur grand axe orienté selon la ligne de plus grande pente.Un remaniement par la solifluxion est probable.

Il faut vraisemblablement attribuer aux glaciations les falaises calcaires qui,de Tor Gro à Llanrhidian,dominent les marais bordant l'estuaire du Loughor.Elles sont liées à la structure puisqu'elles se localisent au contact du calcaire et des shales namuriens,mais la raideur et même la quasi verticalité de l'escarpement peuvent difficilement résulter de la seule érosion marine,lors de la transgression flandrienne.En effet,les falaises étaient vives à ce moment là,mais elles se trouvaient dans une zone abritée des houles et des vagues.Il paraît logique d'en attribuer la vigueur à l'usure par des glaces occupant l'estuaire du Loughor,pressées contre ces obstacles naturels.

°°°

2°) Le Vale of Glamorgan et le SW du Monmouthshire (1).

Cette riche région à vocation agricole contraste avec les hautes landes du Bassin Houiller.Partout,les altitudes sont à moins de 150m.Le paysage est peu contrasté,les formes sont douces.Les altitudes se relèvent légèrement le long d'un axe W-E occupant à peu près le centre du Vale,de Cowbridge à St Nicholas.Le point culminant se situe à Pant-y-Lladron,à 137m.Les vallées,assez larges,naissent dans le Vale lui-même,au pied de l'escarpement du Bassin Houiller ou légèrement en arrière.Seules,l'Ogmore,l'Ely et surtout la Taff viennent des plateaux septentrionaux.

Région de bas plateaux mollement ondulés,le Vale of Glamorgan se termine au-dessus du Canal de Bristol par une côte à falaise peu échancrée,passant,au NW de l'estuaire de l'Ogmore,à une côte basse précédée de champs de dunes ou de marais (Aberavon Moors,Morfa Newydd,Margam Moors,Kenfig Burrows, Merthyr Mawr Warren).

Située en contrebas du Synclinorium du Bassin Houiller,le Vale of Glamorgan a conservé *de vastes lambeaux de la couverture triasique et liasique*,doucement ondulée en axes W-E et discordante sur le socle paléozoïque (Silurien,Vieux Grès Rouge,Calcaire Carbonifère,Millstone Grit).

Suivant les conceptions traditionnelles,la plupart des morphologues et géologues britanniques voient dans cette région la juxtaposition de deux générations de formes: d'une part,des restes importants de la topographie

(1) Cartes topographiques à 1 / 63.360: n° 153 et 154.
Cartes topographiques à 1/25 000: SS 78,87,88,96,97,98
ST 06,07,08,16,17,18,27,28.
Cartes géologiques à 1/63.360 : n° 248 et 249
261/262 et 263.

pré-triasique exhumée de sa couverture mésozoïque (escarpement méridional du Bassin Houiller essentiellement),d'autre part,une série de plates-formes d'abrasion marine étagées à 600,450,345 et 210 pieds que séparent d'anciennes lignes de falaises (Driscoll,1958).

Pour nous,ces hypothèses doivent être abandonnées pour deux raisons majeures:

1) Les données pétrographiques et sédimentologiques prouvent que l'escarpement Sud du Bassin Houiller *n'existait pas au Mésozoïque*.Il ne peut donc être interprété comme une forme d'érosion différentielle pré-triasique (voir ci-dessus p. 97).

2) le relief actuel du Vale of Glamorgan est *l'expression directe d'une tectonique complexe* dont la mise en place s'est échelonnée du Westphalien au Néogène,avec une longue période intermédiaire de stabilité et d'équilibre morphologique.Dans un tel secteur,particulièrement mobile,il est vain de vouloir rattacher telle ou telle altitude à un niveau d'érosion purement hypothétique.Malgré sa topographie peu contrastée,le Vale of Glamorgan,comme beaucoup d'autres régions du Massif Gallois,se prête très mal aux théories de l'érosion cyclique.L'interprétation morphologique doit s'appuyer sur une étude morphostructurale minutieuse,indispensable pour résoudre les deux problèmes essentiels du Vale:-la nature exacte de l'escarpement marginal du Bassin Houiller,

-la nature et l'âge de la topographie des bas plateaux et leurs relations morphogénétiques avec les hauts plateaux du Bassin Houiller.

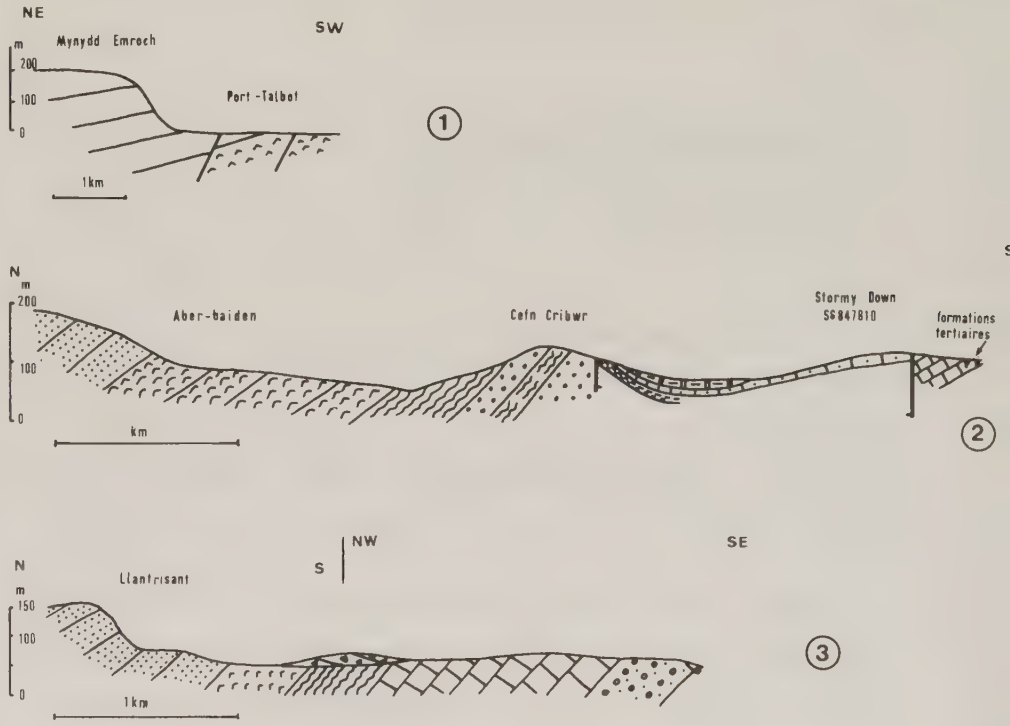
a) L'escarpement Sud du Bassin Houiller.

Son allure et son énergie varient beaucoup selon les secteurs (fig. 60 et 61):

- De l'estuaire de la Neath à l'abbaye de Margam (NG: 804 762),les plateaux du Bassin Houiller tombent brutalement de 190-250m au-dessus des marais de Port-Talbot et de Margam,par un escarpement très raide NNW-SSE convexo-rectiligne (fig.60,coupe 1).
- De l'abbaye de Margam à Llanharan (NG: ST 000 835),l'escarpement principal, moins raide bien que sculpté dans les mêmes Grès de Pennant,est doublé,au Sud d'un couloir marécageux,par un alignement d'étroites collines (Cefn Cribwr, Cefn Hirgoed) atteignant 140m d'altitude (fig.60,coupe 2).
- De Llanharan à Creigiau (vers ST 080 830),la dénivellation totale se réduit à moins de 100m près de Llantrisant,mais l'escarpement est à nouveau très raide (fig.60,coupe 3).
- A l'ENE de Creigiau,l'escarpement de Grès de Pennant ne domine plus directement le Vale of Glamorgan: un palier intermédiaire se développe dans les grès dévoniens et le calcaire carbonifère (fig.61).Au Nord de l'agglomération de Cardiff,la bordure septentrionale du Vale se situe au contact des siltstones et des Brownstones du Vieux Grès Rouge inférieur.

L'homogénéité lithologique du Grès de Pennant,du calcaire carbonifère et même du Vieux Grès Rouge,tout le long de la bordure méridionale du Bassin Houiller est suffisante pour que l'on ne puisse invoquer de quelconques variations de faciès à l'origine des modifications de profil et d'énergie constatées dans le paysage.Seule une *évolution morphologique complexe* peut expliquer cette diversité.

Au départ de celle-ci,une *inversion tectonique* est responsable de la



LEGENDE
commune aux fig.60 & 61

- Lias: calcaire et siltstones
- Rhétien: grès siliceux
- Keuper: brèches siltstones
- gres de pennant
- shales
- grès
- Coal Measures
- Millstone Grit shales
- calcaire Carbonifère
- Vieux Grès Rouge indifférencié
- conglomérat quartzeux Vieux Grès rouge sup
- Brownstones Vieux Grès Rouge inf
- Siltstone du Vieux Grès Rouge inf

FIG 60 COUPES GEOLOGIQUES DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU VALE OF GLAMORGAN (PARTIE OUEST)

position topographique relative du Bassin Houiller par rapport aux bas plateaux du Vale of Glamorgan.*Le style des déformations ayant créé cette inversion est le facteur essentiel de diversification du paysage.*

Au niveau de Port-Talbot,les Grès de Pennant affleurent à la fois dans la plaine littorale,à moins de 10m d'altitude,et sur le Mynydd Dinas à plus de 250m (NG: SS 762 915) (fig.60,coupe 1).L'escarpement a un *tracé oblique par rapport aux limites géologiques*.Taillé entièrement dans les Grès de Pennant,il ne coïncide qu'exceptionnellement avec le contact de ceux-ci et des shales westphaliens.

On peut envisager deux origines pour une telle forme de relief,indépendante des contacts lithologiques:
1) une ancienne falaise marine,d'âge obligatoirement post-liasique,si l'on considère les caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques du Mésozoïque du Vale.
2) un escarpement dérivé directement d'une flexure,en milieu continental.

Les deux processus ne sont d'ailleurs pas inconciliables et ils ont pu jouer à deux stades différents de l'évolution: *originellement*,l'escarpement est né d'une déformation tectonique à court ou moyen rayon de courbure, d'axe oblique par rapport aux limites d'affleurements.Cependant,l'allure *actuelle du versant gréseux* ,son recul sensible dans une roche cohérente assez résistante,peut résulter,au moins partiellement,de l'abrasion marine,dans un secteur où le fetch est infini vers le SW.Néanmoins,l'absence de dépôts marins corrélatifs au pied de l'escarpement,ne permet ni de confirmer,ni de préciser l'importance de cet éventuel épisode marin.Par ailleurs,on ne doit pas négliger non plus l'action des glaces quaternaires qui ont dû saper la base de l'es-

carpement (Woodland et Evans,1964,fig.51).

A l'Est de Margam,les altitudes du Vale se relèvent sensiblement,tandis que sa limite septentrionale est moins raide.L'influence de la lithologie est beaucoup plus nette dans le paysage: le contact shales/ Grès de Pennant détermine partout un talus de regard Sud.L'éperon du Cefn Cribwr correspond aux grès siliceux quartzitiques du Westphalien inférieur (d 5a de la carte géologique).Les bas plateaux de ce secteur tronquent indifféremment les couches carbonifères et mésozoïques (fig.60,coupe 2).La surface topographique actuelle,recoupant faiblement le Keuper et le Lias,implique *l'enlèvement d'un volume de roches relativement modeste depuis le Jurassique.*

La carrière orientale de Stormy Down (SS 846 807) apporte quelques éclaircissements sur la nature de ces plateaux d'érosion: elle expose de grandes cavités karstiques où sont piégés des argiles,des limons et des sables, emballant des fragments de grès "pourri" et des dragées de quartz carié.Le matériel,hétérogène,mal stratifié,évoque des épandages boueux remaniant des altérites ou des sols développés sur les grès du Cefn Cribwr.Tout ceci témoigne donc d'au moins *deux phases morphogénétiques successives:*

- La première était marquée par une dissolution superficielle rapide du calcaire,sculpté en pitons verticaux et en cavités plus ou moins larges.
- La seconde a vu l'enfouissement de ce modelé karstique sous un matériel hétérogène,allochtone et non calcaire,issu de la liquidation d'altérites sablo-argileuses formées,au cours de la phase antérieure,sur des roches-mères non calcaires.L'illite domine la fraction argileuse mais elle est souvent désordonnée et associée à un peu de kaolinite (1).

---

(1) Analyses aux rayons X,Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen.

Etant donné la faible dénivellation entre le Cefn Cribwr (120-130m) et le plateau calcaire de Stormy Down (100-110m),seule une *crise climatique brutale* a pu déclencher le nettoyage des altérites et la fossilisation du modelé karstique antérieur.

Dans ce secteur,le soulèvement des plateaux de Grès de Pennant par rapport aux régions plus méridionales s'est fait par une *déformation à grand rayon de courbure* ne créant pas directement d'escarpement net mais un grand bombement dissymétrique à pente modérée vers le Sud.A partir de là,l'érosion différentielle a mis en valeur les affleurements gréseux et calcaires,aux dépens des shales et siltstones.Le modeste escarpement de Grès de Pennant de ce secteur peut donc être défini comme un véritable crêt.

Plus à l'Est,de Llanharan à Llantrisant;le rôle de l'érosion différentielle redevient très secondaire par rapport à celui de la tectonique.La position des brèches et siltstones calcaires du Keuper,plaqués contre le bas du versant de Grès de Pennant (par exemple à Garth Isaf,ST 018 830) prouve que le soulèvement des Grès de Pennant s'est fait le long d'une charnière étroitement localisée au niveau d'une flexure à très court rayon de courbure.Cette déformation est nécessairement très récente,sinon le matériel peu résistant du Keuper n'aurait pas été conservé contre le versant.

Près de Llantrisant,le Keuper ne subsiste qu'en avant de l'escarpement gréseux qui,comme à Port-Talbot,ne coïncide pas avec le contact grès/ shales (fig.60,coupe 3).Malgré un commandement modeste d'une centaine de mètres, c'est là que la raideur de l'escarpement est la plus marquée.Il s'agit très probablement d'un versant créé initialement par une flexure brutale et ayant reculé ensuite plus ou moins vite,selon la vigueur de la tectonique et la ré-

sistance de la roche.*Au niveau de Llantrisant,il apparaît que le rayon de courbure du gauchissement qui a soulevé le Bassin Houiller fut beaucoup plus court qu'au Nord du Cefn Cribwr.*Il en est résulté un accident topographique nettement plus raide,car directement calqué sur la tectonique.

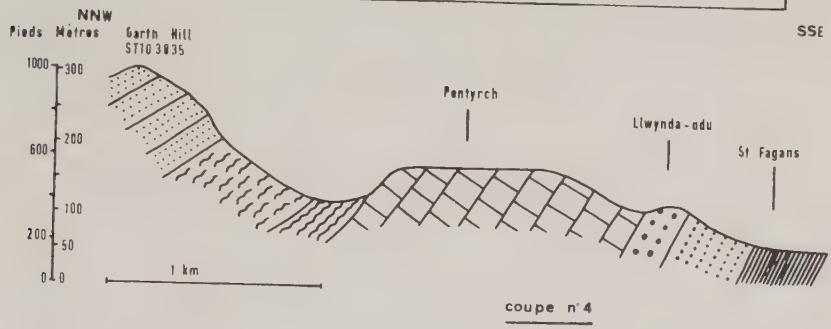
Dans le secteur de Llantrisant,l'hypothèse de l'abrasion marine ne peut être retenue car elle aurait nécessairement nettoyé les brèches et siltstones de Garth-Isaf: il faut plutôt y voir un versant modelé en milieu continental par des processus d'érosion *conservant la raideur initiale de la pente.*L'éventualité d'un sapement latéral par les glaces descendues de la vallée de l'Ely est exclue,si l'on se refère au travail de J.G.C.Anderson qui a cartographié à grande échelle les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de ce secteur: aucun dépôt de ce type n'a été repéré au pied de l'escarpement de Llantrisant qui semble avoir évolué à l'air libre pendant les épisodes froids du Quaternaire (J.G.C.Anderson,1971).

Au Nord de Cardiff,les environs des gorges de la Taff correspondent encore à une topographie directement liée à une tectonique de blocs structuralement indépendants les uns des autres depuis l'orogénie hercynienne,comme l'ont montré des travaux géologiques récents (R.A.Gayer et col.,1973) (1). La gorge de la Taff suit une ligne de faille NNW-SSE,active dès l'orogénie hercynienne,de regard Ouest et de rejet total apparent de plus de 300m.Elle sépare des plateaux dont l'altitude moyenne est supérieure de 20 à 30m,à l'Ouest: la colline de Garth culmine à près de 300m,tandis que le Craig-yr-Allt, à l'Est n'atteint pas 280m.De même,le Garth Wood,à l'Ouest,dépasse 170m contre 150 seulement sur la Fforest Fawr.

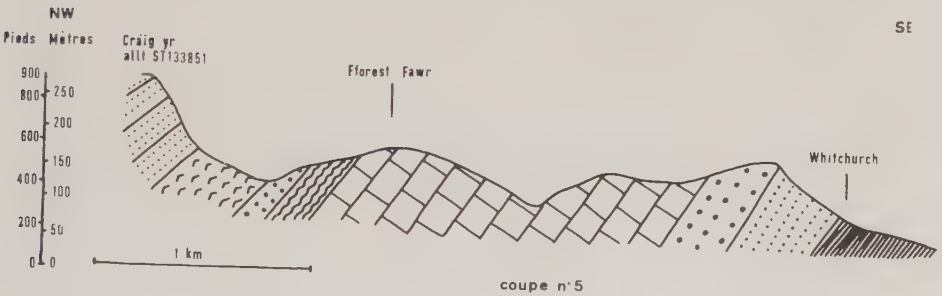
---

(1) Ces travaux ont pu être entrepris grâce aux nombreuses coupes ouvertes le long du chantier de l'autoroute A 469 (Cardiff-Merthyr Tydfil) et sur le front des grandes carrières de calcaire de ce secteur.

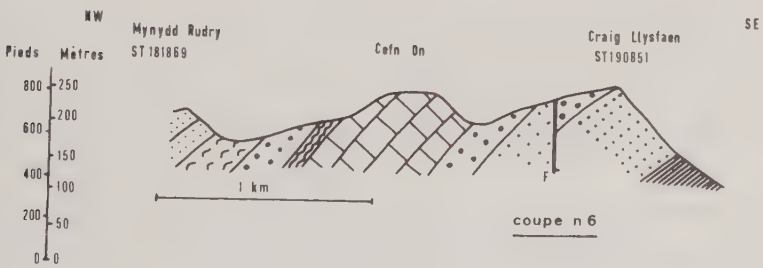
Fig.61 : Coupes géologiques transversales de la bordure septentrionale du Vale of Glamorgan partie Est



coupe n°4



coupe n°5



coupe n 6

De part et d'autre de la Taff,les blocs structuraux ont été également déplacés longitudinalement: dans l'ensemble,tous les affleurements sont décalés vers le Nord,sur la rive gauche de la Taff.A l'Est et à l'Ouest de la Taff,il n'y a pas continuité des accidents secondaires,plis ou failles inverses, affectant le socle paléozoïque: en Fforest Fawr,les plis E-W sont déversés vers le Sud,alors qu'à l'Ouest de la rivière,les plis sont couchés vers le Nord (1).

Le bloc de Pentyrch est limité à l'Ouest par la faille de Creigiau, de regard Ouest dont le rejet post-mésozoïque est d'au moins 45m.

L'étude structurale précise de cette région révèle donc *un jeu de blocs mis en place dès l'orogénie hercynienne,mais ayant fonctionné ensuite jusqu'au Tertiaire,dans des sens divers.*

Sur les deux rives de la Taff,le calcaire et le Vieux Grès Rouge sont aplanis en contrebas des Grès de Pennant (fig.61,coupes 4 et 5).On ne peut y voir deux niveaux d'érosion successifs,emboîtés,car la dénivellation passe de 120m à l'Ouest de la Taff (coupe 4) à 90m à l'Est (coupe 5) et elle finit par s'annuler au niveau de Thornhill,pour finalement s'inverser plus à l'Est (fig.61,coupe 6).

Tout s'éclaire si l'on fait appel à la tectonique: *la position relative des Grès de Pennant et du calcaire carbonifère n'est pas due à une plus grande résistance des premiers mais au soulèvement plus marqué de ceux-ci, placés au sommet de la charnière d'une flexure.*A l'Est de Thornhill,la zone de bombement maximum se situait au niveau de l'affleurement de calcaire ou de Vieux Grès Rouge et non dans les Grès de Pennant (coupe 6).

---

(1) Sur les coupes de la figure 61,la structure a été simplifiée et les plis mineurs W-E n'ont pas été représentés.

Dans cette région proche de Cardiff,la bordure septentrionale du Vale of Glamorgan correspond à un crêt de grès siliceux ou de conglomérats dévoniens,né de l'érosion différentielle travaillant à partir du bombement décrit précédemment (fig.61,coupes 4,5,6)(1).

b) Les bas plateaux du Vale of Glamorgan.

Contrairement au Pembrokeshire,les données de terrain sont très fragmentaires et souvent insuffisantes.En effet,au Quaternaire,le Vale of Glamorgan a été,par deux fois au moins,recouvert plus ou moins complètement par les glaces venues du Nord ou de l'Ouest,le long du canal de Bristol.Les formations prê-quaternaires ont été remaniées,balayées ou recouvertes par les dépôts morainiques ou fluvio-glaciaires.Néanmoins,quelques conclusions générales peuvent être tirées:

- Les bas plateaux du Vale *dérivent d'une surface d'érosion unique,élaborée à partir de la topographie pré-triasique,*par l'enlèvement d'un volume assez modeste de roches: en effet,cette surface recoupe,sous un angle souvent faible,les couches mésozoïques,et les affleurements de calcaire carbonifère sont jalonnés de cavités où sont piégées des formations triasiques bien datées par leur faune (voir ci-dessus p.116).

- Cette surface *s'est élaborée pendant une très longue période,de la régression jurassique au Tertiaire:* d'autres cavités calcaires,proches des précédentes, témoignent d'une karstification plus tardive.Elles ont piégé,comme à Stormy

(1) L'analogie avec les formes décrites en arrière des "rasas" cantabriques est à remarquer (cf.A.Guilcher,1974; voir aussi la 3ème Partie,p.645).

Down,un matériel remanié d'altérites,où se mêlent fragments de roche "pourrie", désagrégée et friable,paquets de sables et d'argile rougeâtre.

- Rien ne justifie la reconnaissance de plusieurs niveaux d'érosion étagés dans le vale of Glamorgan.Il est beaucoup plus conforme aux réalités topographiques et morphologiques d'admettre *une seule surface d'érosion,élaborée par petites retouches successives,dans un contexte d'équilibre entre érosion et déformations.Cette surface a été ensuite ondulée ou disloquée le long d'accidents anciens* (au Nord de Cardiff,par exemple).

-*La surface d'érosion fondamentale des plateaux du Bassin Houiller* (voir ci-dessous p.337) *est la même que celle du Vale of Glamorgan*.Elle a été flexurée ou déformée en large bombement dissymétrique sur les marges Nord du Vale.

Cette affirmation,qui va à l'encontre de ce qui était admis,est le corollaire logique de l'interprétation que nous proposons pour la bordure méridionale du Bassin Houiller: si celle-ci résulte bien d'une déformation tectonique créant une inversion topographique par rapport au Trias,la surface d'érosion des plateaux du Vale n'est pas plus récente mais *contemporaine* de celle développée sur les Grès de Pennant,plus au Nord.Elles dérivent toutes deux de la topographie pré-triasique et,dans les deux cas,le volume de roches soustrait par l'érosion depuis le Trias semble faible.Il faut cependant envisager un enlèvement plus important sur les plateaux gréseux septentrionaux, où la couverture mésozoïque a complètement disparu.

La géophysique pourrait renforcer notre interprétation par un argument supplémentaire: en effet,l'individualisation tectonique du Bassin Houiller par rapport au Vale of Glamorgan,apparaît nettement sur une carte des anomalies de Bouguer.Des travaux récents ont révélé,le long de la bordure Sud du Bassin Houiller,*l'existence d'une anomalie négative*.Elle atteint son maximum d'amplitude (4 milligals) au NW de Bridgend (M.D.Thomas et M.Brooks, 1973).Cette anomalie,étroitement localisée le long de la bordure du Bassin, a suggéré à Thomas et à Brooks l'hypothèse d'une masse gréseuse anormalement légère,située dans le Calcaire Carbonifère ou le Namurien,sous les Coal Measures.

Un réajustement isostasique subactuel n'a pas été envisagé pour la raison évidente que l'escarpement méridional du Bassin Houiller est traditionnellement daté du Trias.Pourtant,dès lors que l'on admet notre interprétation de la bordure septentrionale du Vale of Glamorgan,cette hypothèse ne peut être exclue.Elle *impliquerait un âge très récent (Fin Pliocène? Quaternaire ancien?) pour le soulèvement du Bassin Houiller* (1).Une telle datation concorderait bien avec les observations géologiques et morphologiques:

- fraîcheur de l'escarpement là où il dérive directement de la tectonique.
- conservation de brèches calcaires et de siltstones,plaqués contre le bas du versant gréseux à l'Est de Llanharan.
- absence de fragments de Grès de Pennant dans le matériel piégé dans les cavités calcaires de Stormy Down,suggèrant qu'un escarpement proche,taillé dans ces mêmes grès n'existait pas encore.
- réseau hydrographique disposé perpendiculairement ou obliquement par rapport au tracé de l'escarpement.

---

(1) La durée du réajustement isostasique,jusqu'à ce que l'équilibre soit de nouveau établi,ne semble pas très bien connue des Géophysiciens ,d'autant qu'elle doit varier selon la nature de la croûte.Pour des compartiments de petite taille,l'ajustement pourrait être très lent (Goguel,1965,p.390).

Un dernier problème mérite d'être évoqué ici: dans le Vale of Glamorgan,contrairement à beaucoup d'autres régions du Pays-de-Galles méridional (Pembroke,Gower,Forest of Dean),on ne constate jamais de mise en creux nette du calcaire carbonifère par rapport aux grès dévoniens ou carbonifères,que l'on puisse attribuer à l'érosion différentielle.

Ailleurs,ce processus a fonctionné lorsque
1°) des eaux agressives convergeaient vers les calcaires,sous l'influence du pendage des couches ou d'une tectonique plaçant des masses gréseuses ou schisteuses à l'amont des affleurements calcaires,
2°) les fissures du calcaire avaient été préalablement bouchées par un matériel allochtone argileux (voir 3ème Partie,p.638).

Dans le Vale of Glamorgan,seule la deuxième condition fut remplie. Par rapport à ceux de calcaire,les affleurements gréseux sont extrêmement réduits dans le Vale lui-même.Quand aux Grès de Pennant,ils plongent vers le Nord,guidant dans cette direction l'essentiel des eaux infiltrées.D'autre part, il est probable que l'escarpement de Grès de Pennant est né *après* le remplissage des cavités karstiques par le matériel argileux provenant de la liquidation des sols.

Dans le Vale of Glamorgan,la seule ébauche de relief appalachien concerne les shales namuriens ou westphaliens.Le contraste est grand avec le Pembrokeshire méridional où la topographie prétriasique ne joue,par ailleurs,plus aucun rôle,et avec Gower où le style et l'ampleur des déformations tertiaires ont déclenché des processus d'érosion efficaces dans les calcaires.

B) LE BASSIN HOUILLER SUD-GALLOIS ET SES MARGES SEPTENTRIONALES (DE KIDWELLY AUX BRECON BEACONS ET AUX BLACK MOUNTAINS) (1).

La région étudiée ici est assez vaste,puisqu'elle s'étend sur 90 km de l'Ouest à l'Est et plus de 40 km du Nord au Sud.Elle englobe le Bassin Houiller s.s. et les plateaux gréseux ou calcaires formant la retombée méridionale de l'imposant front montagneux que l'on suit de la Black Mountain aux Brecon Beacons.Vers l'Ouest,l'escarpement occidental du Mynydd Cerrig et du Mynydd-y-Garreg n'est plus qu'un modeste prolongement de cet accident topographique majeur.Par contre,vers le NE,le bastion avancé des Black Mountains (2) offre,par certains aspects,une réplique fidèle des Brecon Beacons,dont elles ne sont séparées que par l'étroite et profonde vallée de l'Usk.

Les plus fortes altitudes se situent au NNE (886m au Pen y Fan,801m au Waun Bach),tandis qu'elles s'abaissent à moins de 280m sur les Mynydd occidentaux et ne dépassent qu'exceptionnellement 580m sur les plateaux du Bassin Houiller.Cette région accidentée présente un relief souvent énergique: les dénivellations de plus de 300m n'y sont pas rares.Face au Pen y Fan,elles atteignent même 600m.La proximité de la mer explique,en partie,la vigueur de l'incision.

---

(1) Cartes topographiques à 1/63.360: n° 140,141,152,153,154.

à 1/25.000:
SN: 40,41,50,51,60,61,62,70,71,72,80,81,82,90,91,92.
SO: 00,01,02,10,11,12,13,20,21,22,23.
SS: 69,79,88,89,98,99. ST: 08,09,18,19,29.

Cartes géologiques à 1/63.360: n°229,231,232,247,248,249.

---

(2) Il faut distinguer la "Black Mountain" qui s'étend au NE d'Ammanford,dans le Carmarthenshire,et les"Black Mountains",proches d'Abergavenny,à cheval sur le Breconshire et le Monmouthshire.

1) PRESENTATION STRUCTURALE D'ENSEMBLE.

A l'intérieur de ce domaine,la structure géologique d'ensemble est assez simple.Depuis le front montagneux des Brecon Beacons,les couches du Paléozoïque supérieur,de plus en plus récentes à l'affleurement,s'inclinent modérément vers le Sud, jusqu'au Bassin Houiller s.s. où elles sont déformées en synclinorium:

- A l'Est de la Neath,l'anticlinal de Pontypridd-Maesteg,d'axe W-E sépare le synclinal de Gelligaer,au Nord de celui de Caerphilly,au Sud (fig.62).Sur les bordures méridionale et orientale du Bassin,les couches se relèvent vigoureusement.Le pendage atteint localement 70 à 80°.

- A l'Ouest de la Neath,un seul axe synclinal majeur W-E passe au niveau de Llanelli (fig. 62) mais,simultanément,les couches sont disloquées par de nombreuses failles normales ou inverses.Dans l'ensemble,le schéma structural est de plus en plus compliqué par de multiples accidents secondaires,lorsque l'on approche du Pembrokeshire.A la tectonique hercynienne d'axes W-E ou NW-SE dominants,se superposent *deux grands décrochements sénestres*,accompagnés de failles et d'étirements de couches,qui ont guidé les vallées rectilignes NE-SW de la Tawe et de la Neath.Ces coulissages correspondent à d'importantes déchirures mises en place au Paléozoïque inférieur et qui ont fonctionné à nouveau après l'orogénie hercynienne,sans doute jusqu'au Tertiaire (T.R.Owen,1974,p.291; voir ci-dessus p.69).

La tectonique cassante,seule apparente sur les cartes géologiques,ne représente que l'aspect le plus spectaculaire des déformations subies par les couches. *Les flexures et gauchissements à grand rayon de courbure ont un effet beaucoup plus décisif sur l'organisation du relief.*Leur mise en évidence est délicate,ce qui explique que leur existence ait été le plus souvent méconnue,ou,au mieux,soupçonnée.Seule,

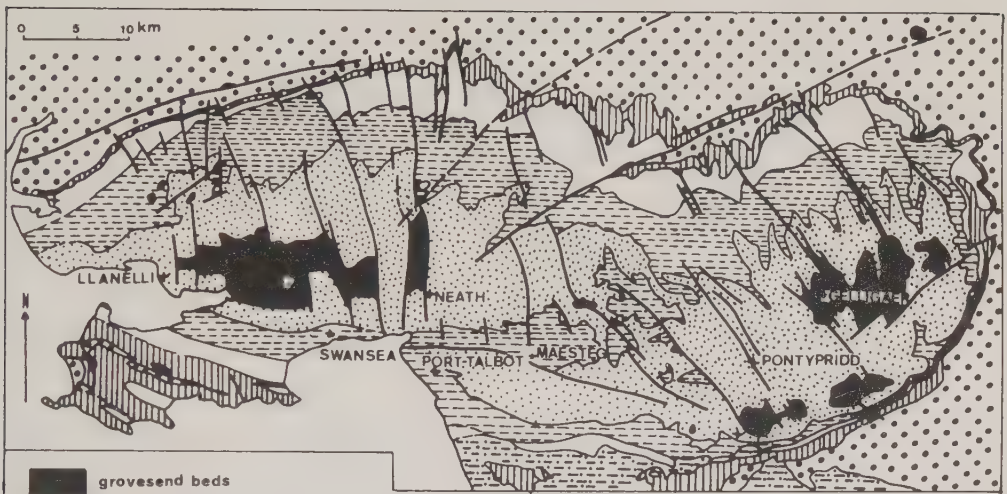


fig.62 : CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN HOUILLER

d'après T.N. George, 1970

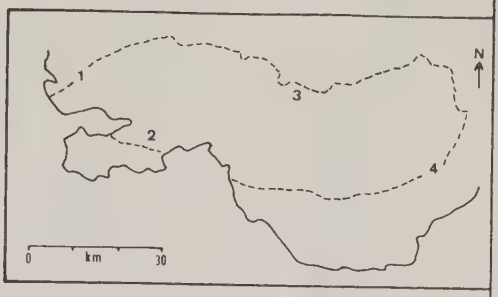
une étude morphologique détaillée,permettant de reconstituer les principales phases de la genèse des formes de relief,peut pallier les insuffisances des données géologiques.

Les terrains qui affleurent dans cette région appartiennent tous au Paléozoïque supérieur.Ils s'échelonnent du Dévonien inférieur (Vieux Grès Rouge inférieur) au Westphalien supérieur (Coal Measures supérieures).Une grande lacune s'observe au Dévonien moyen,concrétisée par la discordance angulaire du Vieux Grès Rouge supérieur sur l'inférieur (cf.1ère Partie,p. 51).D'autres discontinuités stratigraphiques,*localement* importantes,existent à la base du Calcaire Carbonifère,au contact de celui-ci et du Millstone Grit et à l'intérieur des Coal Measures supérieures (Pennant Measures).La figure 63 présente quelques profils lithostratigraphiques,dans les différents secteurs de la région.On y voit:

- *l'amincissement rapide de la sédimentation carbonifère vers l'Est* (voir aussi les fig.18 et 20).
- l'existence d'un *important potentiel d'érosion différentielle*,dû à la présence des Grès de Pennant surmontant les shales et mudstones des Coal Measures inférieures et moyennes et du Namurien,et à celle des grès de type "Brownstones" sur les siltstones du Vieux Grès Rouge inférieur (Senni Beds,Red Marls...).
- la possibilité d'une *grande variété de modelés* offerte par les grès et les calcaires,chaque type lithologique réagissant de façon originale aux différents systèmes morphogénétiques qui se sont succédés.

°_°

fig 63: 4 PROFILS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA REGION DU BASSIN HOUILLER



VALLEE DE GWENDRAETH
A.A.Archer, 1968
1

GOWER
T.R.Owen, 1971
2

Hte VALLEE DE LA NEATH
T.R.Owen, 1971
3

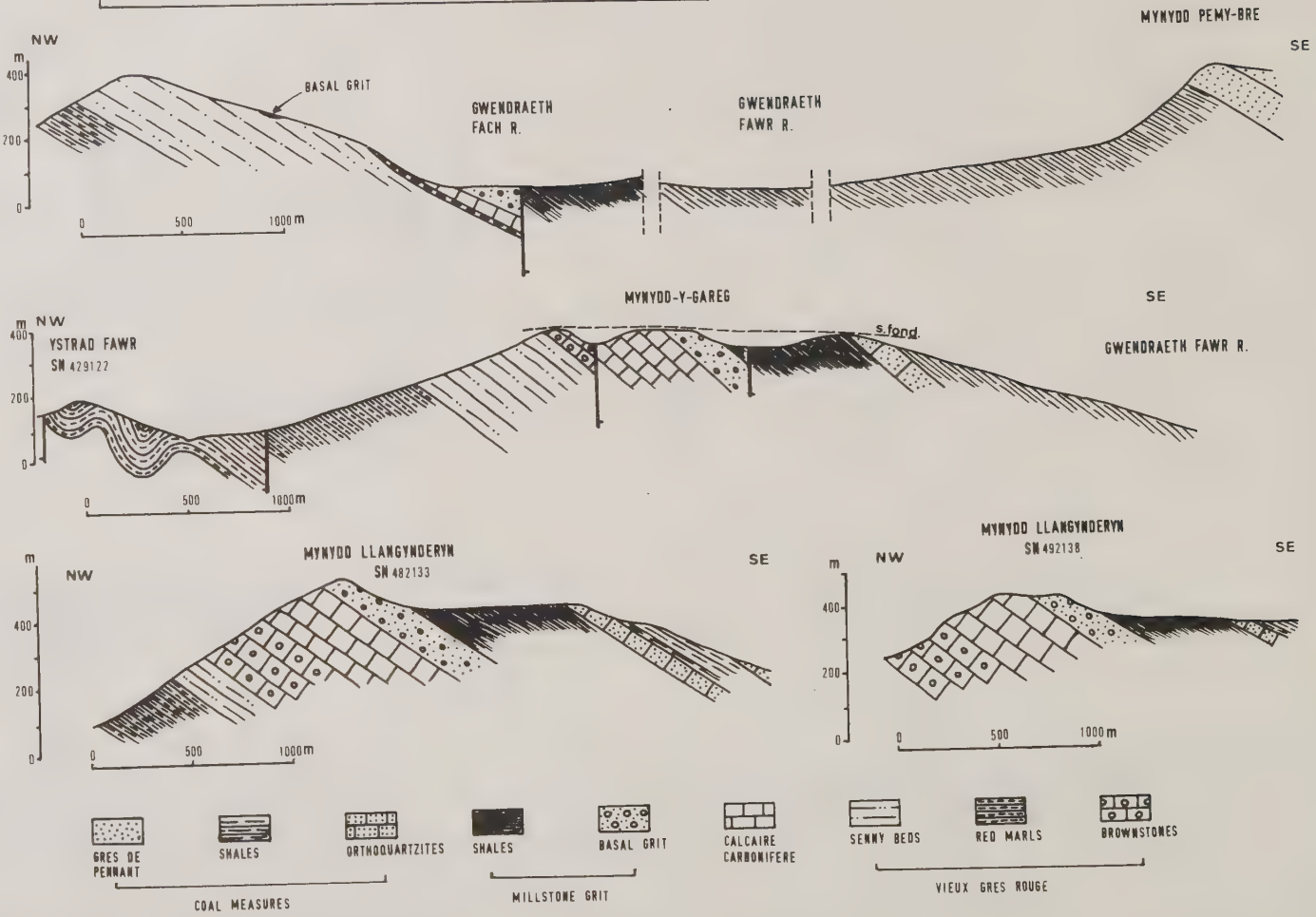
SECTEUR DE RISCA
H.C.Squirell, 1971
4

300m
0

"PENNANT MEASURES"
"MIDDLE COAL MEASURES"
"LOWER COAL MEASURES"
"MILLSTONE GRIT"
CALCAIRE CARBONIFERE
VIEUX GRES ROUGE SUP.
"BROWNSTONES"
"SENNI BEDS" (SILTSTONES ET LITS GRESEUX)

SUBGRAUWACKE
SHALES MUDSTONES
GRES QUARTZEUX AVEC BANCS CONGLOMERATIQUES
CALCAIRE
GRES MICACES ET SILTSTONES
CONGLOMERAT QUARTZEUX

Fig64: COUPES GEOLOGIQUES DE LA REGION DE KIDWELLY



2) ETUDE REGIONALE: PROBLEMES DE MORPHOLOGIE STRUCTURALE.

a) Le secteur occidental: de Kidwelly à Ammanford et Swansea.

La structure monoclinale,à pendage moyen (20 à 25°) vers le SSE,est accidentée de multiples failles de tension,représentées verticales sur les coupes (fig.64),mais en réalité,plus ou moins inclinées.Elles dessinent un réseau radial par rapport à la direction générale des couches.

Dans la topographie,la position relative des différentes assises est très variable,ainsi que le montrent les coupes (fig.64).

Le *"Basal Grit"* ,base du Millstone Grit,formé surtout d'*orthoquartzites* avec de rares bancs riches en dragées de quartz,est presque toujours en position culminante.Cependant,près de Kidwelly,il est en contrebas des "Senni Beds" du Vieux Grès Rouge,théoriquement moins résistants puisque ce sont des grès riches en micas et assez fissiles (fig.64,coupe 1).Plus au Nord,le Basal Grit affleure au sommet d'un alignement d'étroites collines dissymétriques que l'on suit du Mynydd-y Garreg à Llandybie (coupes 2 et 3).

Presque toujours,les orthoquartzites namuriens sont *désagrégés en sables,* exploités intensivement tout le long de leur affleurement comme matériel réfractaire ou pour la verrerie.La décimentation s'est faite en préservant la structure initiale,par exemple la stratification originelle,mais elle a fait disparaître toute cohésion: la roche est exploitée à la pelle mécanique.La décimentation peut largement dépasser 10m de profondeur et atteindre parfois plus de 15m (1).

(1) Lorsque la roche n'est pas homogène et que des bancs de shales sont intercalés, l'altération progresse nettement banc par banc,si bien que des niveaux très altérés et meubles peuvent se trouver sous des bancs de grès encore cohérents.

Ces orthoquartzites contiennent *plus de 98% de silice, sous forme de grains de quartz subanguleux, fins ou très fins* (de 0,15 à 0,6mm), *dans un ciment de silice*. Dans beaucoup de cas, on reconnaît nettement l'élargissement secondaire autour du grain détritique originel. D'un échantillon à l'autre, le pourcentage de silice varie peu, ainsi que la texture quartzitique de la roche. Par contre, la nature des minéraux accessoires est plus aléatoire: des micas sont souvent observés en petit nombre. *Les feldspaths sont généralement absents;* dans le cas contraire, ils sont rares. Parmi les grains d'origine détritique, quelques cherts sont noyés dans les quartz. Le ciment, toujours rare, est essentiellement siliceux, avec un peu d'argiles et d'oxydes de fer (hématite et goethite).

L'un des traits remarquables des quartz, dans ces roches, est l'*abondance des inclusions*, bien visibles au microscope.

La désagrégation de ces orthoquartzites correspond à une perte de substance qui, pour l'essentiel, ne peut provenir que de la silice du ciment et des quartz. *La mise en solution massive de silice, à partir de grains de quartz*, semble exclue sous le climat actuel et, sous climat tropical, elle a été considérée comme improbable par certains auteurs.

La solubilité de la silice s'accroît en fonction de deux facteurs principaux: un ph supérieur à 9 et une température croissante. Dans la nature, le second facteur est d'autant plus décisif qu'il influence aussi la vitesse de mise en solution (cf. P. Birot, 1968, p. 124-129; M. Mainguet, 1972, p. 67-69). Des nombreux travaux réalisés sur les altérations, il ressort que le quartz est un minéral très résistant. En Guyane, par exemple, sous climat tropical humide, F. Lelong a noté que dans des profils dérivés de granites ou de granodiorites, une perte notable de quartz était observée au tout début de l'altération, évaluée à 15% en moyenne. Elle concernerait les plus petites particules de quartz. Dans la suite

du processus d'altération,le minéral quartz serait rigoureusement stable.Les grains ne sont jamais cariés; ils restent limpides avec "un léger poli d'origine chimique très probable" (F.Lelong,1969).

Sur quartzites d'origine sédimentaire,l'attaque des quartz paraît beaucoup plus facile,si l'on en croit de multiples observations:

- des arènes épaisses de plus de 10m ont été décrites en Afrique orientale,sous forêt ombrophile,au-dessus de quartzites précambriens (Erhart,1973,p.185).
- en Inde,des quartzites complètement décimentés par dissolution du quartz sont exploités en sablières pour l'industrie du verre d'Allahabad (J.B.Anden,in F. Alexander,1959).
- à Singapour,sous climat chaud et humide (2460mm de précipitations par an en moyenne),la décimentation des quartzites a été également observée et une tentative de quantification de la dissolution de cristaux de quartz a été faite: des cristaux limpides ont été soumis aux agents météoriques dans un bac expérimental; une double pesée faite à 6 semaines d'intervalle,sur échantillon sec,a révélé une perte de poids de 0,0008 à 0,012% (F.Alexander,1959).
- en Afrique occidentale,la solubilité des quartz,constituant essentiel de certains grès,a été mise en évidence là où les précipitations dépassent 1200mm (R. Fauck,1972).

Contrairement à ce que l'on observe sur roches intrusives,il paraît donc *tout à fait courant,en milieu tropical humide,que les quartz des quartzites d'origine sédimentaire soient corrodés et dissouts.*

En milieu tempéré,on a signalé des faits analogues en Bretagne,mais ce type d'altération n'est plus en équilibre avec le climat actuel: il est hérité du Paléogène chaud et humide.Le Grès armoricain est parfois désagrégé sur plusieurs mètres; au camp de Coëtquidan,le quartzite est désagrégé en sables ocres

passant vers le haut à une argile blanche où la kaolinite forme plus de 60% du total,associée à du quartz finement divisé (J.Estéoule-Choux,1967).

La surprenante facilité avec laquelle les quartz de ces roches sédimentaires sont mis en solution pourrait avoir deux causes:
1°) la solubilité des cristaux de quartz serait fortement accrue en présence du fer (cf.J.Wannesson,1963).Or,l'existence d'agrégats ferrugineux dans les arènes dérivées du Millstone Grit gallois est quasi-générale.
2°) les quartz nourris par des élargissements secondaires sont probablement plus fragiles que ceux des roches intrusives,car de nombreuses inclusions se sont mises en place lors de la croissance du cristal.

Par analogie avec les exemples de profils d'altération décrits dans le monde tropical,il semble logique d'*attribuer la désagrégation du Millstone Grit sur de grandes épaisseurs à des climats nettement plus chauds que l'actuel,et assez humides.*

Ce matériel friable,aisément mobilisable par le ruissellement,est en *position culminante* par rapport aux shales.Cette anomalie,dans le système climatique actuel,pourrait s'expliquer par l'induration momentanée des sables,sous l'effet d'un gel durable: sous climat froid,en régime périglaciaire,les shales sont beaucoup plus fragiles.Ainsi,dans le cas présent,la décimentation des orthoquartzites namuriens serait antérieure aux épisodes froids du Quaternaire.Elle aurait eu lieu alors que ces grès affleuraient au même niveau que les autres roches du secteur: Vieux Grès Rouge, calcaire carbonifère,shales namuriens et westphaliens.Ensuite,sous climat froid,l'érosion différentielle aurait mis en relief les arènes sableuses aux dépens des shales ou des grès plus fissiles,tels que les Senni Beds.

La position topographique du calcaire carbonifère est assez comparable,ici, à celle du Basal Grit.Si l'on excepte les environs de Kidwelly où il est en contrebas des Senni Beds,il affleure généralement au sommet des collines (fig.64 ,coupes 2 et 4),dont le front W ou NW est souvent souligné de petites corniches rocheuses surmontant un long versant taillé dans les Brownstones ou les Senni Beds.Ce calcaire affleure à nu le plus souvent.Les nombreuses carrières qui l'exploitent exposent une roche massive jusqu'en haut des fronts de taille,sans karstification importante.

Le comportement du Vieux Grès Rouge est plus aberrant: à l'extrêmité SW du Mynydd-y-Garreg (coupe 2,fig.64),les Brownstones sont au même niveau que le Carbonifère calcaire ou gréseux; par contre,plus au Nord (coupes 3 et 4),ils affleurent au pied du versant calcaire à corniches,tandis qu'au Sud,près de Kidwelly,les grès micacés des Senni Beds donnent une grosse colline convexe dépassant 200m d'altitude (coupe 1).De même,les shales du Namurien supérieur ou du Westphalien inférieur et moyen coïncident généralement avec une dépression topographique,mais,localement,ils affleurent à la même altitude que des roches beaucoup plus résistantes (coupe 2,par exemple).

Dans le détail,l'érosion différentielle ne peut expliquer tous les aspects du relief.Il est nécessaire de faire intervenir une *tectonique souple* caractérisée par des bombements à moyen rayon de courbure.Ce sont eux qui ont déclenché,activé ou freiné l'œuvre de l'érosion différentielle,le point de départ étant une surface d'aplanissement bien visible au sommet du Mynydd-y-Garreg où les couches,inclinées de 20 à 25°,sont tranchées par la topographie,vers 400m d'altitude (fig.64).Vers le SE,au-delà de la dépression schisteuse,cette surface se continue sur les Grès de Pennant du Bassin Houiller.

Les arènes sableuses dérivées du Millstone Grit, sont les seules formations corrélatives de cette surface d'aplanissement à avoir été repérées ici.

b) La Black Mountain (Carmarthenshire), la Fforest Fawr et les Brecon Beacons.

b.1) Le "Grand Escarpement du Sud-Galles" (1).

Le fait topographique majeur de cette région est l'existence d'un front montagneux atteignant sa plus grande ampleur au droit des Bannau Sir Gaer et Brycheiniog, dans la Black Mountain et face aux Brecon Beacons, à l'Est.

Les vallées du Loughor, de la Tawe, de la Taff et de l'Usk délimitent *trois secteurs caractérisés chacun par un style topographique propre:*

- Entre les vallées du Loughor et de la Tawe, et au Nord de la dépression de Brynamman, la *Black Mountain* forme une masse dissymétrique, se relevant à la fois vers le Nord et l'Est : les altitudes passent de 620m au Garreg Lwyd (SN 740 180) et 630m au Gareg Lâs (SN 778 202), à 750m aux Bannau Sir Gaer (SN 812 210) et

(1) Le terme de *Grand Escarpement* désigne traditionnellement le Drakensberg, en Afrique du Sud. C'est un relief créé par une vaste flexure affectant la série permo-jurassique de Karroo, discordante sur le socle précambrien. La dénivellation dépasse 1500m à certains endroits. L'allure générale est celle d'un escalier de plates-formes étagées (L.C.King, 1951; P.Birot, 1958, p.257). C'est le modèle des *bombements bordiers continentaux* de O.Jessen (1948, *die Randschwellen der Kontinente*). Le terme générique de "Grand Escarpement" a été, depuis, proposé pour désigner les reliefs analogues issus d'un lourd bombement marginal, tel le front W des Ghâtes, étudié par Krebs, ou celui de l'Australie orientale, en arrière de Brisbane et de Sydney (Derruau, Guilcher, Morand et Planhol, Ann. Géogra. 1970, n°432, p.216). L'âge de la déformation, son style, l'évolution morphologique du relief qui en est issu varient d'un exemple à l'autre mais la notion de "Grand Escarpement" implique, dans tous les cas, une *origine fondamentalement tectonique*. Il s'agit là d'une famille de formes dont les traits spécifiques ont été récemment soulignés (A.Guilcher, 1974; voir aussi 3ème Partie, p.646).

800m aux Bannau Brycheiniog.En avant du front septentrional de la Black Mountain, de lourdes collines à sommet plat,telles que le Mynydd y Llan ou le Mynydd Myddfai constituent des niveaux intermédiaires entre les hauts sommets méridionaux et la vallée du Tywi,à moins de 70m d'altitude.

- Entre la Tawe et la Taff,les sommets principaux de la *Fforest Fawr* (Fan Gihirych, 726m; Fan Nedd,663m; Fan Llia,631m; Fan Fawr,734m),légèrement décalés vers le Sud par rapport à ceux de la Black Mountain ou des Brecon Beacons,sont nettement isolés les uns des autres par de larges vallées évasées naissant un peu plus au Nord.Ils sont précédés vers le Nord par de lourdes collines convexes ou tabulaires,un peu moins élevées: Fan Bwlch Chwyth (603m),Fan Frynych (624m).On passe des premiers aux secondes par de longs replats accidentés de larges dépressions tourbeuses.

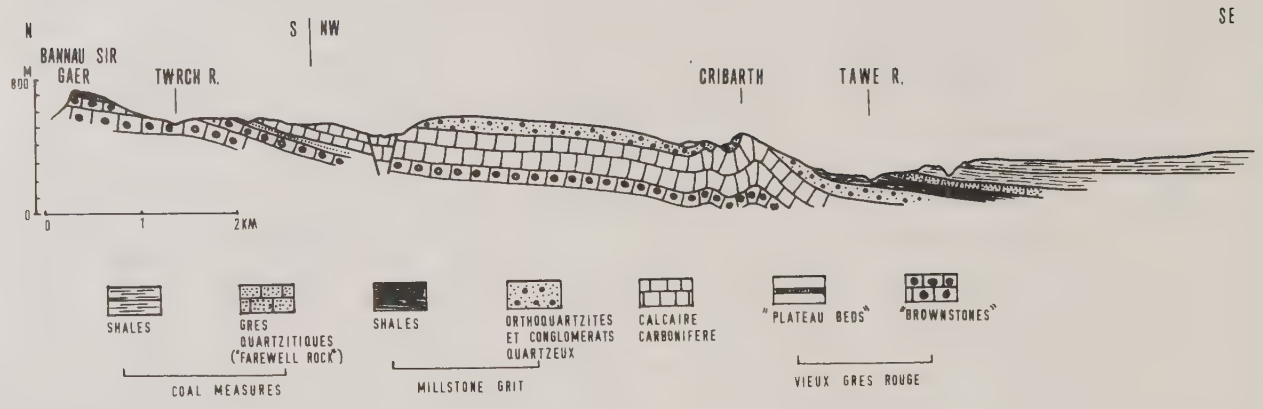
- Entre la Taff et l'Usk,les *Brecon Beacons* offrent vers le Nord,un front majestueux,continu du Corn Dû (873m) au Craig Pwllfa (763m),culminant au Pen Y Fan (886m). Sculpté en cirques,il est partout souligné par une puissante corniche rocheuse rappelant celle des Carmarthen Van (1).En avant du front principal des Brecon Beacons, des replats étagés constituent autant de paliers intermédiaires vers la dépression de Brecon.

Partout,de la Black Mountain aux Brecon Beacons,ce front montagneux coïncide avec une *zone de partage des eaux* entre les rivières à direction méridionale (Twrch,Tawe,Neath,Taff etc...) et les affluents du Tywi et de l'Usk.Dans le paysage, les imposantes murailles rocheuses des Bannau Sir Gaer et Brycheiniog et des Brecon Beacons (Planche IIIA),s'opposent aux longs versants convexes ou rectilignes de la Fforest Fawr ou de la Black Mountain occidentale,où la roche n'apparaît qu'en petites corniches interrompant la régularité de la pente (PlancheIII B).Cette différence de modelé s'explique par la *diversité du matériel lithologique:* dans le premier cas,

---

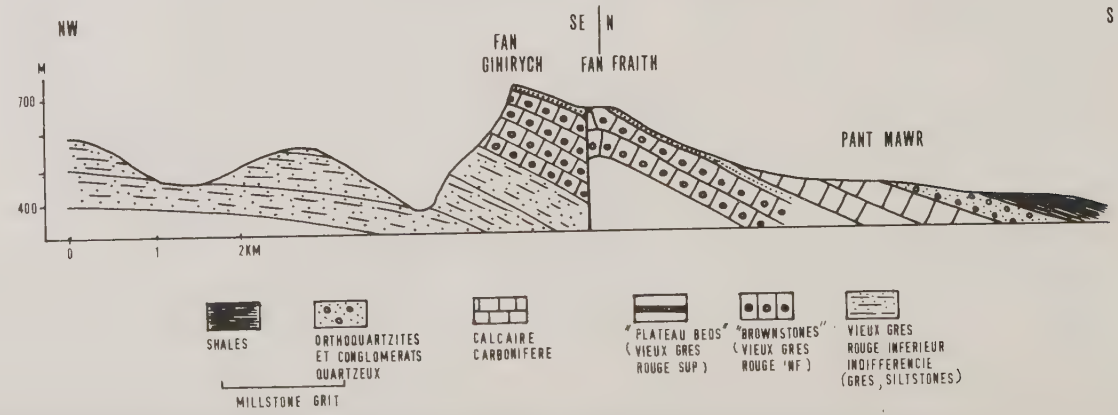
(1) Nom habituellement donné aux Bannau Sir Gaer et Brycheiniog,bien que ces derniers soient situés,comme l'indique leur nom,dans le Breconshire.

FIG 65 COUPE DE LA RETOMBEE MERIDIONALE DES BANNAU SIR GAER



d'après STRAHAN & CANTRILL

FIG 66 COUPE GEOLOGIQUE DE LA FFOREST FAWR OCCIDENTALE



l'escarpement est coiffé par les Plateau Beds du Dévonien supérieur,alors qu'ailleurs il l'est par le calcaire carbonifère ou les grès du Millstone Grit ou du Vieux Grès Rouge inférieur (fig.65,66,67 et 68).

Ce Grand Escarpement peut-il être interprété comme un simple crêt,dégagé par l'érosion différentielle,dans une structure monoclinale? L'origine de ce front, les modifications de style et d'ampleur qu'il connaît,l'existence des replats septentrionaux au-dessus de la dépression de Llandeilo-Sennybridge-Brecon,constituent autant de problèmes morphologiques majeurs.

Diversité du matériel affleurant au sommet du front principal.

Dans la Black Mountain,ce sont des *couches de plus en plus récentes qui forment,d'Est en Ouest,le sommet de l'escarpement principal:* Plateau Beds des Bannau Brycheiniog et Sir Gaer,calcaire carbonifère du Carreg-yr-Ogof,Millstone Grit du Gareg Lâs,du Foel Fraith,du Garreg Llwyd et du Pen-rhiw-ddu.Les mêmes Plateau Beds qui donnent les magnifiques murailles rocheuses des Bannau affleurent,à l'Ouest,à mi-versant au pied du calcaire.

En Fforest Fawr,le même phénomène s'observe entre les vallées de la Taff et de la Tawe: les Plateau Beds coiffent le Fan Gihirych (fig.66) et le Sud du Fan Nedd,mais,plus à l'Est,ils disparaissent du Fan Llia et du Fan Fawr où affleurent respectivement les Brownstones moyens et inférieurs (fig.67).

A l'Est de la Taff,les Plateau Beds donnent à nouveau les corniches sommitales des Brecon Beacons et,au Sud de ceux-ci,de longs versants structuraux inclinés de quelques degrés (fig.68).

*On ne peut donc associer ce front montagneux à une assise lithostratigraphique particulière.Bien plus,le même faciès peut se trouver indifféremment en position culminante ou à mi-versant,sur le front ou le revers de l'escarpement.*La répartition

FIG 67 COUPE DE LA FFOREST FAWR ORIENTALE

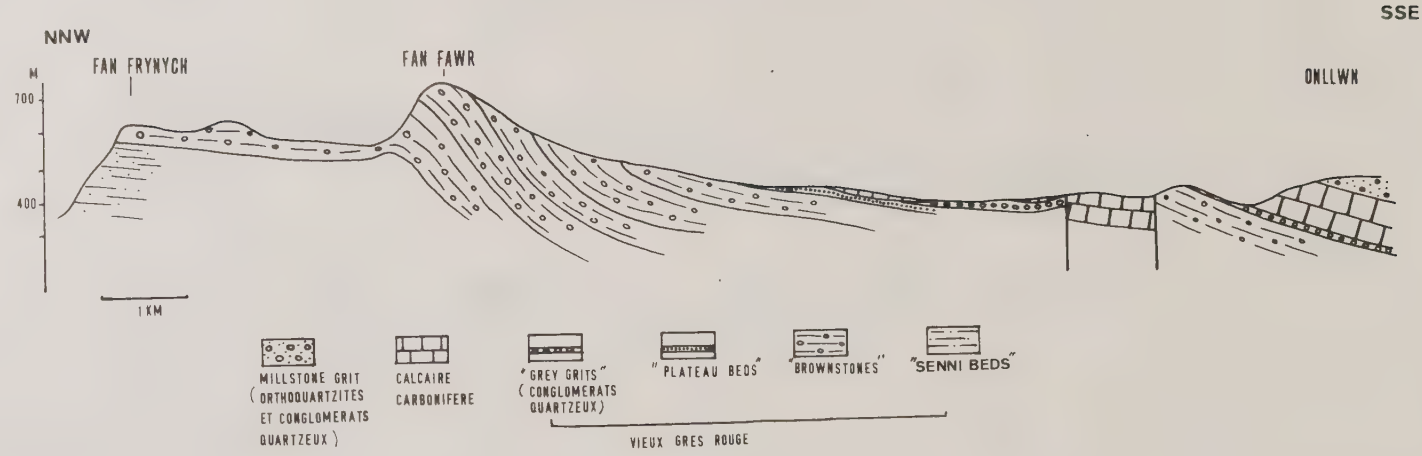
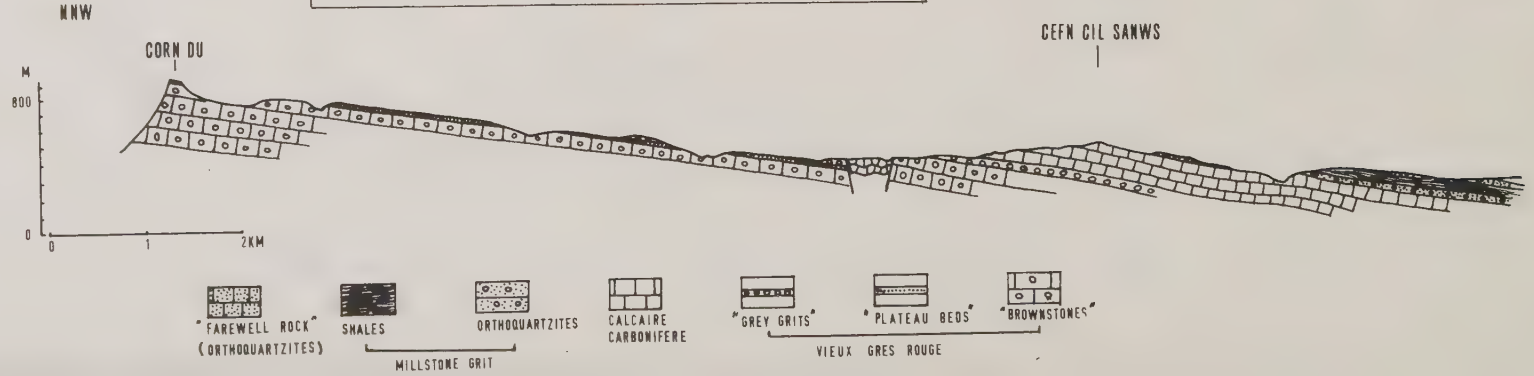


FIG.68 COUPE DE LA RETOMBEE MERIDIONALE DES BRECON BEACONS d'après Strahan et Cantrill



des faciès détermine directement le modelé et le profil du front.

L'escarpement principal n'est pas fondamentalement une forme d'érosion différentielle.

Dans la sédimentation du Paléozoïque supérieur,les contrastes lithologiques ne manquent pas.Parmi les roches résistantes il y a les orthoquartzites du Basal grit (Namurien inférieur) qui affleurent sur les sommets de la Black Mountain occidentale.Il y a aussi les "Plateau Beds" du Vieux Grès Rouge supérieur. Epais d'une quarantaine de mètres au maximum,ce sont des grès grossiers à la base,fins ou très fins vers le haut.Ils appartiennent à la catégorie des *subgrauwackes riches en quartz* (65 à 75% de quartz; cf.J.R.Allen,1974 et tableau n°4). Leur grande cohésion,associée à la finesse de grains bien classés,la rareté des minéraux altérables (micas surtout) entraînent une forte résistance à l'érosion, tant chimique que mécanique.Ils supportent les plus belles surfaces structurales du Massif Gallois (fig.68),toujours recouvertes de tourbe,et donnent des corniches rocheuses verticales.

Les "Brownstones" du Vieux Grès Rouge inférieur sont d'une résistance moindre,bien que dans ce secteur,les siltstones soient très subordonnés dans les cyclothèmes.Ce sont essentiellement des *grauwackes* ou des *subgrauwackes*,selon que la matrice argileuse est abondante ou non.Une étude faite sur 6 de nos échantillons prélevés dans les Brecon Beacons montre que les quartz anguleux constituent l'essentiel de la fraction clastique.Le reste correspond à des fragments de roches volcaniques ou quartzitiques.

Le pourcentage des minéraux altérables (micas,feldspaths potassiques et sodiques surtout,plagioclases plus rarement) est faible,mais la nature du ciment,

Quelques caractéristiques minéralogiques et physiques

des Plateaux Beds

Localisation (NG)	Quartz %	Feldspaths %	Frag. de roches %	Matrice %	Ciment %	Taille moyenne du grain
SN 742 189	73,2	0,0	9,0	15,4	2,4	Fin
SN 780 221	74,8	0,0	10,2	15,0	0,0	Moyen ou grossier
SN 785 189	58,9	0,3	3,7	6,8	30,3	Très fin
SN 828 180	69,9	0,0	9,3	16,1	4,7	Fin
SN 880 191	76,9	0,0	9,4	9,4	4,5	Moyen
SN 937 144	65,4	0,6	17,2	4,8	12,0	Fin

Tableau n° 4

(d'après J.R.Allen,1965).

parfois calcaire,et la fissilité de certains bancs due à la présence de lamelles de mica orientées parallèlement à la stratification sont des facteurs de fragilité.Lorsque le ciment est formé de petits cristaux d'hématite,la roche est plus résistante.

Généralement,les grès prélevés à un niveau donné sont bien classés (cf. J.R.Allen,1964,fig.6).L'un des échantillons types choisis par J.R.Allen,dans les Brownstones présente une médiane de 0,1mm pour les lits fins et de 0,15mm pour les plus grossiers.Pour chaque lit,le Q dØ est de l'ordre de 0,3. Ceci est important pour interpréter les courbes granulométriques de formations dérivées de ces grès.

D'une façon générale,la cohésion des Brownstones est moindre que celle des Plateau Beds.Leur porosité est souvent forte (tableau n°5).Le grès se débite très souvent en dalles minces près de la surface et la stratification oblique est bien mise en valeur par l'érosion différentielle.Les fissures autres que les joints de stratification semblent jouer un rôle assez faible dans le cas de ces grès poreux.L'existence de très minces lits argileux séparant fréquemment les bancs gréseux gêne considérablement l'infiltration des eaux.L'altération progresse irrégulièrement banc par banc et non en tache d'huile.

La présence des Brownstones au sommet du Fan Fawr ou du Fan Llia où ils donnent de lourdes formes convexes est donc difficilement explicable par la seule érosion différentielle.

Le Fan Fawr,lui-même,est une grosse boursouflure,dans un matériel

Tableau n°5 : Porosité mesurée au porosimètre à mercure (pressions de 1000 kg/cm2) sur des échantillons de grès gallois.

Formation	N° de l'échantillon et localisation	Macro-porosité %	Micro-porosité %	Total %
Vieux Grès Rouge	70-55 SO 055 165	0	18	18
	70-57 SO 034 206	0	18	18
	70-63 SO 158 177	7	41	48
	70-65 SN 972 213	0	2	2
Millstone Grit	70-75 SN 960 120	3	6	9
	70-90 SN 942 136	0,2	4	4,2
Grès de Pennant	70-121 SS 819 863	0,8	7,3	8,1

Les échantillons 70-55,70-57,70-75 et 70-90 ont été prélevés au niveau de corniches rocheuses naturelles; ceux portant les numéros 70-63 et 70-65 l'ont été,respectivement,dans une tranchée de route et au fond d'un thalweg. 70-63 correspond à un grès très friable,alors que 70-65 se présentait en bancs massifs épais de 1m environ.L'échantillon de Grès de Pennant a été prélevé dans une carrière,à un niveau où la roche apparaissait saine.

identique à celui des plates-formes qu'il domine au Nord et au Sud (fig.67).Plus à l'Est,face aux Brecon Beacons,ces mêmes grès affleurent en contrebas des Plateau Beds,sur une série de replats intermédiaires.

La position topographique du calcaire carbonifère,le long de l'escarpement, est tantôt culminante,tantôt déprimée,selon une disposition qui *n'obéit apparemment à aucune règle précise d'érosion différentielle.*

Les couches résistantes existent donc dans la série paléozoïque de cette région,mais,*nulle part,la résistance de telle ou telle roche suffit à expliquer l'origine du Grand Escarpement du Sud Galles.*

Les couches tendres les plus épaisses de la série sédimentaire concernée sont les siltstones et mudstones du Vieux Grès Rouge inférieur (Senni Beds et surtout Red Marls) et du Ludlow.Le contraste de résistance avec les Brownstones n'est pas toujours très net,car les bancs de grès intercalés sont plus ou moins épais et nombreux.Bien plus,ces roches relativement"tendres" donnent ailleurs des plateaux d'érosion qui,tel le Mynydd Eppynt,se terminent vers le Nord,par un autre front vigoureusement escarpé (fig.69) .

Un système étagé de niveaux d'érosion (fig.72 hors-texte).

En avant du front septentrional de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons, des collines et replats situés vers 600-700m d'altitude commandent vers le Nord *un second front escarpé,discontinu,très nettement guidé dans son tracé de détail par un système de failles ou de fractures* généralement orientées SW-NE (fig.72). Le cas le plus net est celui du front NW du Fan Frynych,remarquablement rectiligne. Ces collines et replats ont pour trait commun de trancher les couches dévoniennes,

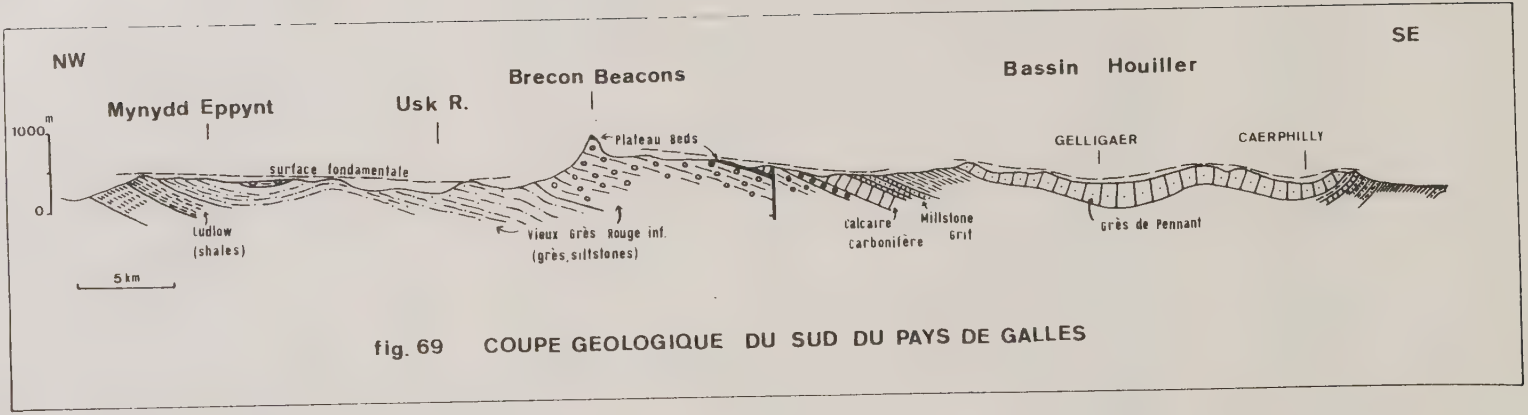


fig. 69 COUPE GEOLOGIQUE DU SUD DU PAYS DE GALLES

mais leur allure est différente de part et d'autre de la Taff et du Glyn Tarell:

- En Fforest Fawr,le Fan Bwlch Chwyth,le Cefn Perfedd,le Fan Frynych,culminent respectivement à 603,569 et 624m,s'étalent sur plus de 2 km au pied des hauts sommets plus méridionaux.Tronquant les grès Brownstones plus ou moins fortement inclinés vers le Sud ou le SE (fig.66 et 67),ils offrent une topographie de croupes convexes isolées entre des cuvettes tourbeuses ou des gouttières étroites.

- Au Nord des Brecon Beacons,des replats étagés,beaucoup plus courts,sont découpés en éperons étroits allongés SSW-NNE.Leur surface n'est jamais structurale (fig.70). Sur le front,les bancs de Brownstones les plus résistants affleurent en petites corniches rocheuses.*L'étagement et l'altitude variables des replats apparaissent conformes à la lithostratigraphie des grès Brownstones*(502m au Cefn Cyff,560m sur l'Allt Ddû et le Bryn,plus de 700m sur les paliers supérieurs); ils ont été modelés, selon la nature des formations de pente,en terrasses d'altiplanation (coupe 1,fig. 70) ou en loupes de solifluxion (coupe 2,fig.70).

Le second front montagneux commandé par ces replats d'érosion ne coïncide pas systématiquement avec le contact des Brownstones et des Senni Beds,grès micacés du même type que les Brownstones,mais où les siltstones occupent une place beaucoup plus importante dans les cyclothèmes.Au Nord des Brecon Beacons,par exemple,la terminaison septentrionale des éperons est entièrement taillée dans les Brownstones; *le contact avec les Senni Beds est situé dans la dépression septentrionale*.Au niveau de la Fforest Fawr,la Fforest Fach à 380m,le Cefn Llechid à 410m et le Mynydd Illtyd vers 360m,constituent un second système de replats d'érosion tranchant le Vieux Grès Rouge inférieur dont la résistance est ici assez voisine de celle des Brownstones.

Ces replats d'érosion se prolongent,au Nord de l'Usk,par le *plateau du Mynydd Eppynt* et vers l'Ouest par les Mynydd y Llan et Mynydd Myddfai,en contrebas

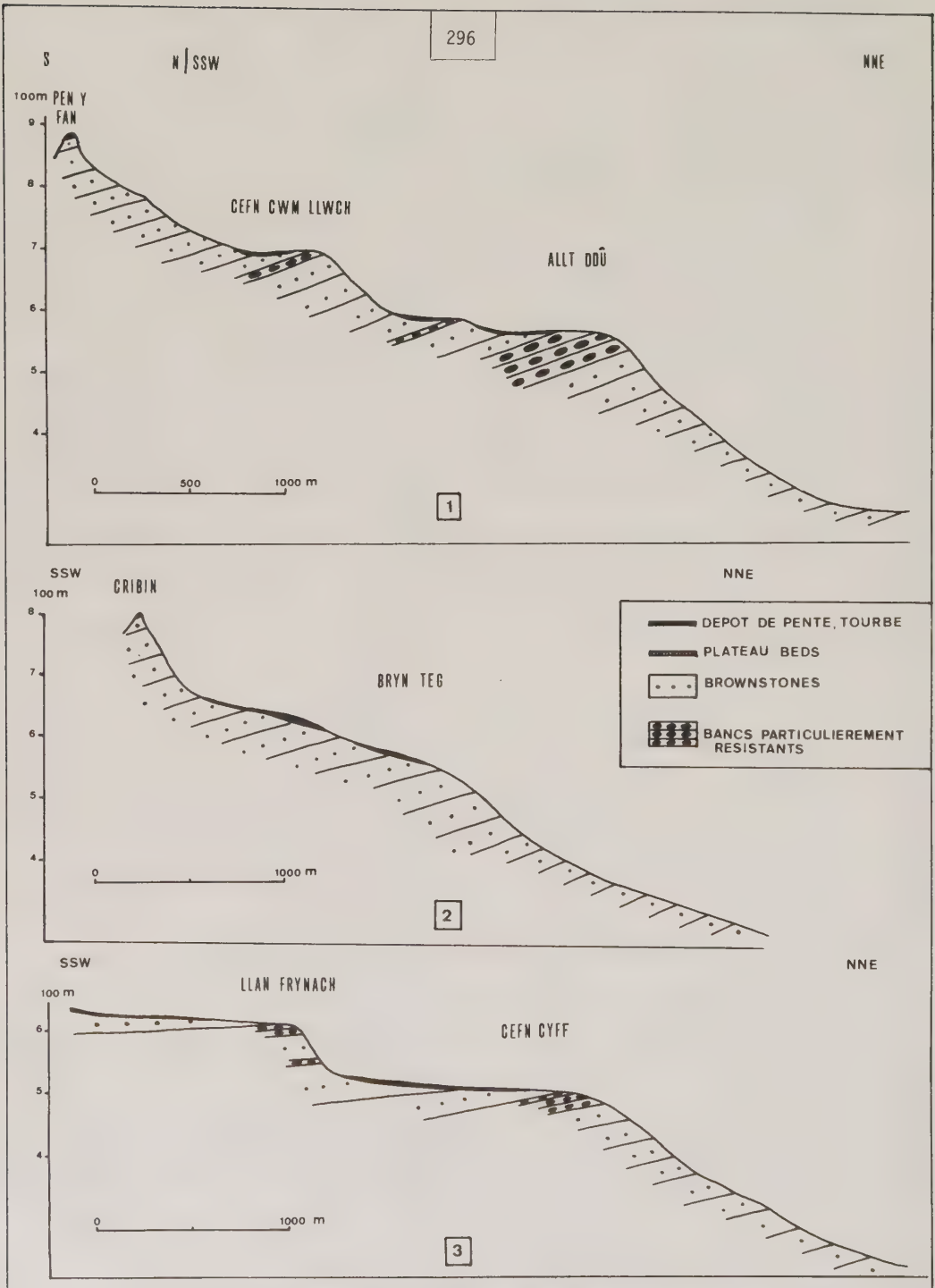


fig.70 COUPES DU FRONT SEPTENTRIONAL DES BRECON BEACONS
en partie d'après des observations personnelles

de la Black Mountain.La topographie,très disséquée de part et d'autre de l'Usk,devient de plus en plus massive vers le Nord,jusqu'en bordure du bassin de Buith Wells vers 450m d'altitude,zone de partage des eaux entre l'Usk et l'Irfon.Plateaux et collines tronquent les couches ondulées du Vieux Grès Rouge inférieur ou du Ludlow (grès,siltstones,shales).Au Nord,là où l'altitude est maximum,ce sont des shales ardoisiers fortement inclinés vers le SSE (1).Sur le Mynydd y Llan,ce sont des grès dévoniens plongeant à 60° dans la même direction.

Dans toute cette région,il est clair que *l'organisation du relief,dans ses grands traits,n'est pas conforme à la lithologie.*

Ce double système de replats et de plateaux d'érosion,au pied de l'escarpement principal,a été,tout naturellement,*interprété comme autant de niveaux cycliques,restes de deux surfaces d'aplanissement* (la "Pénéplaine Moyenne" et le "Haut Plateau"),développées au pied des hauts sommets,lors de deux stationnements successifs du niveau de base (E.H.Brown,1960).Les hauts sommets des Brecon Beacons et de la Black mountain sont considérés,dans cette hypothèse,comme des monadnocks du "Haut Plateau".

Cette construction hypothétique se heurte en fait à de nombreuses difficultés:

- A l'Ouest de la Tawe,le niveau de 600m ("Haut Plateau" de Brown) n'existe plus. L'étagement observé face aux Brecon Beacons et à la Fforest Fawr disparaît au Nord de la Black Mountain.L'altitude des replats est d'ailleurs très variable.Elle ne dépend en fait que de la lithostratigraphie du Vieux Grès Rouge,elle-même très variable d'un point à l'autre,en raison des conditions de la sédimentation.
- Les hauts sommets des Brecon Beacons,de la Fforest Fawr et de la Black Mountain se rattachent à une même surface d'érosion (voir ci-dessous) déformée et basculée.
- L'hypothèse d'escarpements d'érosion cyclique ayant évolué comme des crêts ou

(1) Le Mynydd Eppynt étant occupé par un vaste camp d'artillerie,nos observations ont été limitées aux abords de la route B 4519,allant de Brecon à Garth.Il n'existe pas de carte géologique détaillée couvrant cette région.

des cuestas suppose implicitement leur recul important,en particulier pour le front septentrional de la Black Mountain et des Brecon Beacons,taillé dans les Plateau Beds ou le Carbonifère.Or,l'étude de la paléogéographie du Massif Gallois au Paléozoïque supérieur a montré que les limites originelles de sédimentation des Plateau Beds puis du Carbonifère inférieur passaient non loin du front actuel de la Black Mountain et sans doute des Brecon Beacons (cf.fig.15 et 16).Il faut donc *exclure l'éventualité d'un recul sensible de celui-ci,par érosion différentielle ou par emboîtement cyclique,*puisque les Plateau Beds et le Carbonifère inférieur (calcaire et Millstone Grit) ne se sont jamais déposés très loin plus au Nord.

- Les niveaux d'érosion moyens et inférieurs portent des *formations d'altération in situ aussi évoluées,semble-t-il,que celles des hautes surfaces.*Cet aspect mériterait d'être étudié plus systématiquement que ce que nous avons pu faire,avec des moyens matériels limités.Ces formations,héritées de climats plus chauds,sont très différentes des profils podzoliques se développant aujourd'hui sur les mêmes roches mères.Les quartz sont corrodés superficiellement,la kaolinite est abondante,bien que les grès dévoniens ne renferment pas ou très peu de plagioclases.

Conclusion: Le Grand Escarpement du Sud Galles et les replats et plateaux d'érosion qui lui sont associés,en contrebas,ne peuvent s'expliquer clairement par une évolution polycyclique.

Par contre,tous les faits présentés plus haut suggèrent qu'une *seule et même surface d'érosion s'étend de part et d'autre de l'escarpement majeur.*Elle est conservée aussi bien sur les hauts sommets que sur le Mynydd Eppynt.

Cette surface a été violemment déformée par une *méga-flexure plus ou moins brutale* (fig.72).La surface du Mynydd Eppynt,en contrebas de celle des Bre-

con beacons et de la Fforest Fawr est en position d'*inversion tectonique* par rapport à la paléogéographie du Carbonifère inférieur,puisque celui-ci ne s'est jamais déposé à son emplacement.Le front septentrional principal et celui qui le précède au Nord,sont des escarpements nés directement de la tectonique.L'œuvre de l'érosion différentielle n'a été qu'accessoire en modelant le front de l'escarpement selon le matériel qui affleurait au droit de la flexure.*L'axe de celle-ci recoupe à l'emporte-pièce les affleurements du Paléozoïque supérieur,si bien que, selon les secteurs,le Basal Grit,le calcaire carbonifère,les Brownstones ou les Plateau Beds se sont trouvés en position topographique culminante.*

La Black Mountain,la Fforest Fawr et les Brecon Beacons constituent *trois blocs structuraux distincts* qui ont réagi différemment à cet épisode tectonique. La longueur des replats d'érosion,le commandement des escarpements s'expliquent par le style du gauchissement: très dissymétrique et vigoureux dans les Brecon Beacons,il a déterminé un front montagneux particulièrement imposant dont le réaménagement par l'érosion différentielle,en régime périglaciaire,est à l'origine des replats décrits précédemment.En outre,la présence des Plateau Beds dans l'axe de culmination tectonique a accentué la raideur de l'escarpement sommital.

En Fforest Fawr,entre les vallées de la Tawe et de la Taff,la surface d'érosion originelle a été déformée en un vaste bombement légèrement dissymétrique.Le principal escarpement se situe,ici,au Nord des replats intermédiaires où des failles,disposées en échelon,ont guidé le travail de l'érosion différentielle, au contact des Brownstones et de grès ou siltstones moins résistants.

A l'Ouest de la Tawe,l'oeuvre de l'érosion différentielle,plus encore que dans les Brecon Beacons,est très accessoire: le front septentrional de la Black Mountain est directement calqué sur la déformation tectonique.Les replats intermédiaires ont disparu,car la surface d'érosion a été si violemment flexurée

que les contrastes lithologiques n'ont pas pu être mis en valeur sur le flanc septentrional de la flexure.

b.2) Une pénéplaine d'altération tropicale.

Sur le revers des Brecon Beacons,les Plateau Beds sous-tendent de belles surfaces structurales,remarquables de netteté (fig.68).Elles ont été dégagées des grès friables sus-jacents ("Grey Grits") ou des shales de la base du Carbonifère ("Lower Limestone Shales").Les Bannau Sir Gaer et le Fan Gihirych portent ainsi des chapeaux de Plateau Beds parfaitement plans.Dès que l'on descend vers le Sud,la topographie,inclinée de 4 à 5° en moyenne,recoupe en biseau les couches gréseuses ou calcaires dont le pendage est de 10 à 15° vers le SSE,dans la Black Mountain (fig.65) et peut atteindre plus de 20° en Fforest Fawr (fig.67).

Cette topographie d'érosion est loin d'être plane.Dans la Black Mountain,les *orthoquartzites du Millstone Grit donnent un relief de collines convexes,* souvent dissymétriques en raison du pendage,séparées par des dépressions tourbeuses à fond plat ou largement concave,où les grès sont *profondément désagrégés en arène sableuse:* c'est un "système de croupes polyconvexes" que l'on ne peut s'empêcher de rapprocher de celui décrit par M.Mainguet dans la zone tropicale humide (M.Mainguet,1972,p.76).

Un bon exemple de ce modelé est visible entre le Foel Fraith et le Cefn carn Fadog (vers SN 764 177),vers 450-500m,ou encore entre le Foel Fawr et le Pen Rhiw Ddu (vers SN 731 188),à 490m d'altitude.Là des sablières exposent quelques *profils d'altération tronqués,*conservés dans un site abrité de l'érosion,

dans une zone de partage des eaux.Les analyses chimiques et minéralogiques de la roche en place,*un orthoquartzite typique*,révèlent des variations rapides de la taille des grains ainsi que de la nature des minéraux accessoires (carbonates, tourmaline,zircon,feldspaths,muscovite...),mais tous les échantillons contiennent *au moins 90% de quartz et de 97 à 98% de silice* (1).L'argile dominante de la matrice fine,toujours rare,est généralement l'illite,mais il arrive que ce soit la kaolinite (2).L'interprétation des analyses d'échantillons prélevés à des niveaux d'altération plus ou moins prononcée doit en tenir compte,d'autant qu'on ne peut exclure l'existence de lits de shales intercalés dans la roche-mère.Cependant, l'observation minutieuse du profil permet de déceler de telles variations initiales,tout au moins dans la zone proche du front d'altération.

Dans l'une des sablières,le profil suivant a été observé,de bas en haut:

- Le grès en place,décimenté et friable,traversé par un réseau de fissures soulignées par de minces liserés de *quartz de néogenèse*,aux faces cristallines intactes.
- Des limons et des sables blancs très fins (80% du matériel ont moins de 63 microns).La fraction sableuse est entièrement formée de quartz,en grains présentant des *excroissances cristallines intactes*.Certaines faces sont picotées,témoignant d'un début de corrosion chimique.Des caries plus ou moins profondes sont fréquentes,souvent tachées par des oxydes de fer.La fraction limono-argileuse est également très riche en quartz.
- Un matériel argilo-sableux grisâtre,enrobant quelques petits gravillons de quartz.Le tout est grossièrement stratifié en lits plus ou moins sableux ou argileux.En moyenne,il y a 27 à 28% d'éléments colloïdaux (moins de 2 microns), 30 à 32% de limons et 40 à 42% de sables (au-dessus de 50 microns).
- Un mince horizon sablo-argileux ocre,contenant de petits fragments de grès très

(1) Ces variations de faciès sont fréquentes dans des grès deltaïques.

(2) Echantillons 73-158,73-159,73-160 et 73-161.

altérés et de nombreux gravillons de quartz.

- Le tout est raviné par un cailloutis anguleux formé de fragments gréseux massifs et bien cohérents.

Les deux premiers horizons,seuls,paraissent parfaitement en place.Au-dessus,l'ébauche d'une stratification et la présence de gravillons de quartz suggèrent un remaniement par le ruissellement,mais dans un cadre strictement local. Le cailloutis supérieur possède les caractéristiques d'un matériel périglaciaire nourri par la gélifraction sur le versant amont.

Deux grands faits ressortent des analyses que nous avons faites:

1°) La désagrégation de la roche résulte d'une *mise en solution de la silice. Celle-ci provient essentiellement des quartz*,puisque les minéraux primaires altérables sont en très faible quantité.A certains moments,la silice a recristallisé en beaux rhomboèdres de quartz.Ceci implique l'alternance dans le temps de conditions propices à la dissolution puis à la recristallisation de la silice en quartz,avec cependant,globalement,*une perte nette de silice*,puisque la roche n'a plus sa cohérence initiale.Des observations analogues ont été faites à Singapour, en milieu tropical humide,sur des quartzites d'origine sédimentaire (F.E.Alexander,1959).

2°) *Un enrichissement en kaolinite*.Dans les deux échantillons que nous avions prélevés sous l'horizon de couleur ocre,l'analyse aux rayons X a révélé que la kaolinite,très bien cristallisée,était dominante ou aussi abondante que l'illite-mica (échantillons 71-166 et 71-167). Même si l'on tient compte que ce minéral argileux était déjà présent en très petite quantité dans la roche-mère,ce résultat ne peut s'expliquer que par la *néoformation de kaolinite dans le profil*.Celle-ci n'a pu se faire qu'à partir de l'altération des micas,car la roche-mère

ne contient que de rares feldspaths,surtout potassiques et sodiques.L'analyse a montré aussi que le *quartz,à l'état finement divisé,était encore associé aux minéraux argileux,dans la fraction fine*(1).

Sur le *Calcaire Carbonifère*,le modelé est chaotique: au Foel Fawr,des éminences où la roche est à nu,lapiézée,sont entourées de dépressions trouées de dolines ou d'avens aux parois verticales cannelées.Contre celles-ci,il reste des placages de matériel rougeâtre,argilo-limoneux,non calcaire,emballant de rares fragments de grès pourri.La fraction argileuse associe l'illite,dominante, la kaolinite,la chlorite et des interstratifiés illite-montmorillonite (échantillon 71-152).Les fragments de grès proviennent du Millstone Grit.Les grains de quartz sont désagrégés en agrégats ferrugineux,donnant à l'ensemble une couleur ocre ou rouille.Le tout provient vraisemblablement d'altérites argilo-limoneuses développées sur les grès du Millstone Grit affleurant en amont.

A l'Ouest de la Tawe,le calcaire carbonifère affleure au même niveau que le Millstone Grit,que ce soit au Carreg-yr-Ogof,à 586m (SN 779 215) ou au Nord du Garreg Goch (vers SN 815 179).Au-delà de l'affleurement principal de Namurien,*des masses d'orthoquartzites,piégées dans le calcaire encaissant* (2), *présentent les mêmes formes d'altération qu'au Pen Rhiw Ddu*.Dans cette région, les affleurements de calcaire et de Millstone Grit se rattachent à la *même surface d'érosion,caractérisée par un modelé d'altération différentielle* particulièrement bien développé dans les orthoquartzites,en raison des variations rapides de leur texture.Ces roches ont une porosité effective faible de l'ordre de 4%.Elles sont caractérisées par une perméabilité de fissures et de diaclases.Cela explique que leur arénisation soit étroitement tributaire de la densité des dia-

(1) C'est ce que R.Fauck appelle l'"argilification" du quartz,au sens granulométrique du mot (R.Fauck,1972).Ce type d'altération est très semblable à celui repéré sur des grès-quartzites du grès cambrien,au camp de Coetquidan (J.Estéoule-Choux,1967 et supra p. 281).

(2) Il s'agit peut-être d'une disposition acquise dès la sédimentation.

clases: à l'échelle de la centaine de mètres,des volumes importants ont pu résister à l'infiltration des eaux,tandis que tout autour,la décimentation de la roche progressait rapidement,préparant la mise en relief des premiers.

Les dénivellations maximums observées aujourd'hui,de l'ordre de 100m,ont dû être accentuées par des processus d'érosion postérieurs à l'élaboration de la surface,car seules les bases des profils d'altération sont conservées dans les creux.Néanmoins,la topographie originelle était déjà nettement différenciée et offrait l'allure d'une *pénéplaine* et non d'un plan rigide (1).

Comme les altérites corrélatives impliquent un climat assez chaud et humide,permettant le lessivage de la silice avec attaque des quartz,et la néoformation de kaolinite,nous proposons,à la suite d'A.Guilcher,le terme de *pénéplaine d'altération tropicale* (2).Aujourd'hui,seule la base des profils est conservée,mais il en reste suffisamment pour affirmer que l'altération était forte.

En Fforest Fawr et dans les Brecon Beacons,les affleurements de calcaire et de Millstone Grit sont décalés vers le Sud et les hautes surfaces se situent entièrement dans le domaine du Vieux Grès Rouge.La mauvaise conservation des surfaces planes sur les grès Brownstones,aisément attaqués par la dissection en raison des lits de shales ou de mudstones intercalés,explique qu'on n'y trouve pas facilement de formations d'altération très anciennes: celles que l'on observe en position d'interfluve ou sur les versants sont des profils *podzoliques* subactuels ou actuels: l'horizon sous-jacent à la tourbe,gris ou blanchâtre,s'est enrichi en silice par départ des bases,du fer et de l'alumine et par lessivage des minéraux argileux.Il reste le squelette quartzeux où l'on retrouve souvent les propriétés de la roche-mère: par exemple,sur un échantillon prélevé au Sud du Fan

(1) Ce terme est ici employé dans un sens descriptif.Il n'a pas la signification davisienne de stade ultime d'un cycle d'érosion "normale".

(2) L'expression "Pénéplaine d'altération tropicale" a été proposée par A.Guilcher pour désigner le modelé du centre-Ouest et du SW de l'Angola,caractérisé par des dénivellations de 50m environ et des systèmes de pentes très douces,dominés par des dômes de granite à flancs verticaux à la base (A.Guilcher,1974).

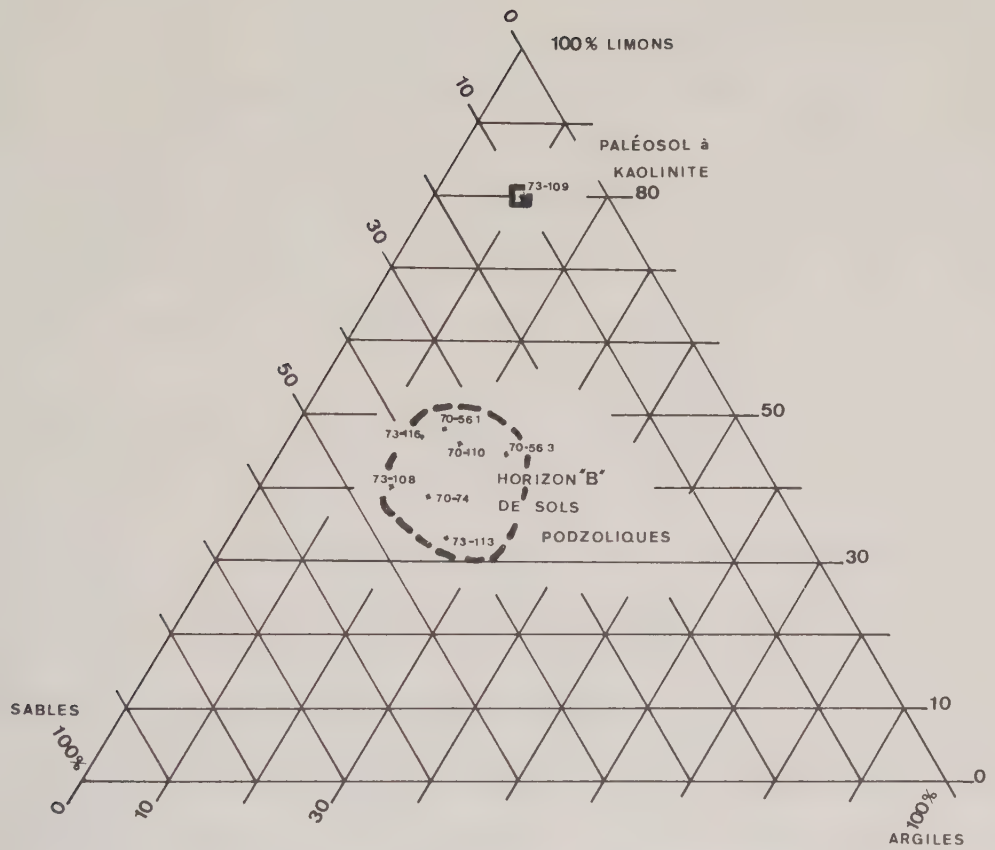


FIG.71 : COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE COMPARÉE DU PALÉOSOL DU FAN NEDD ET DE SOLS PODZOLIQUES SUR GRÈS (BROWNSTONES)

Fawr (SN 987 170),la fraction sableuse (40% du total) est bien classée,avec un Q dØ de 0,55 et une médiane de 0,II6mm,deux caractères directement hérités des grès sous-jacents (échantillons 70-71 et 70-74).L'horizon B,rougeâtre,est plus argileux: un pourcentage de 20% d'éléments de moins de 2 microns est couramment observé sur les Brownstones.Les principaux minéraux repérés aux rayons X sont l'illite(dominante),la chlorite,l'hydrobiotite et parfois la vermiculite.La kaolinite est toujours rare.Là où elle existe,il n'est pas exclu qu'elle soit héritée de la roche mère,car certains échantillons de Brownstones en contiennent.

Ces profils podzoliques contrastent fondamentalement avec le matériel repéré au sommet du Fan Nedd,à 663m (SN 913 185),sur un affleurement de Plateau Beds: sous une tourbe épaisse de 1m environ,une formation argilo-limoneuse,rouge, marbrée de blanc,présente des caractéristiques totalement différentes de celles des profils podzoliques (fig.71).

La fraction argileuse reste dominée par l'illite-mica,mais le pourcentage de kaolinite est assez fort (échantillon 73-109).Elle ne peut être héritée de la roche en place,une subgrauwacke à grains fins,très pauvre en feldspaths, riche en quartz (65 à 75%),d'origine marine (J.Allen,1965).En outre,la position sommitale de cette formation exclut tout remaniement notable et suggère une altération *in situ* des Plateau Beds.

L'analyse granulométrique indique seulement 10% de sables (dont plus de la moitié de moins de 80 microns),80% de limons (dont 45% de moins de 20 microns) et 10% d'argiles.Par rapport à la teneur initiale de la roche-mère,le pourcentage de quartz a considérablement diminué (moins de 20% contre 65 à 75%). Ici,le processus pédogénétique associe une *"division"des quartz,un lessivage de la silice et un début de kaolinisation.*

Ce paléosol tronqué a été exceptionellement conservé sur le sommet du Fan Nedd,grâce à l'aptitude des Plateau Beds à résister à la dissection.Par ses caractéristiques,il est à rapporter au *même système morphogénétique que les formations décrites en Black Mountain*.Grâce à ce jalon,il est possible de rattacher l'ensemble des hauts plateaux de la Black Mountain,de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons à la même pénéplaine d'altération tropicale.Celle-ci a été fortement déformée et disloquée depuis son élaboration (fig.72).A 500m dans la Black Mountain,elle passe à plus de 600m en Fforest Fawr et à 800m dans les Brecon Beacons.Elle a été vigoureusement flexurée au niveau du Grand Escarpement étudié précédemment et elle se confond,plus au Nord,avec le plateau d'érosion du Mynydd Eppynt.

c) Les plateaux calcaires ou gréseux au Sud de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons.

C'est l'une des régions galloises possédant les formes karstiques,actuelles ou fossiles,les plus intéressantes,grâce à de vastes affleurements de calcaire carbonifère.Celui-ci présente une grande diversité pétrographique: à peu près tous les éléments de la classification de Folk sont représentés dans cette formation (voir Appendice p. 720).Cependant,quelque soit le type pétrographique,ce sont généralement des *calcaires purs contenant plus de 95% de carbonate de calcium*.

La sédimentation est souvent très homogène et offre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres de roche fortement carbonatée,sans intercalations

répétées de shales ou d'argiles.Ceux-ci ne sont importants qu'à la base et au sommet de la formation ("Lower" et "Upper Limestone Shales").

Des mesures de porosité ont montré que dans beaucoup de cas,ce calcaire était pratiquement imperméable (tableau n°6).Les eaux ne peuvent s'infiltrer que le long des fissures dont le réseau prend une importance primordiale.Les échantillons 70-60 et 70-93,bien que prélevés dans des zones où la roche était très fissurée "en grand",ne sont pas poreux pour autant.C'est un facteur très favorable à la karstification et,en particulier,à la formation de cavités souterraines, d'autant que ces calcaires ont une résistance mécanique élevée.

c.1) Au Sud de la Fforest Fawr occidentale,entre les vallées de la Tawe et de la Neath,les couches de calcaire carbonifère et de Millstone Grit plongent de 10 à 15° vers le SSE,alors que la surface topographique ne s'incline en moyenne que de 2 à 4° vers le Sud.Au niveau de l'affleurement principal,le Millstone Grit est légèrement discordant sur le calcaire,et au Nord de celui-ci,*des masses gréseuses isolées sont piégées dans des poches de calcaire*.Pour T.M.Thomas,cette disposition résulte d'effondrements lents mais répétés de la couverture namurienne,sous l'action du soutirage karstique (T.M.Thomas,1963).Les bancs gréseux sont intacts mais souvent obliques par rapport aux strates encaissantes.Le déplacement vertical du Millstone Grit a été évalué,dans certains cas,à 240m.

En fait,l'explication précédente n'est pas toujours satisfaisante: le contact stratigraphique entre le Dinantien (Avonien) et le Namurien ne correspond pas à une simple discordance (Robertson,1932; T.N.George,1974).La régression fini-viséenne a été discontinue dans l'espace.Les sédiments carbonatés continuaient à se déposer dans des aires de plus en plus restreintes,tandis qu'ailleurs des graviers quartzeux remplaçaient les calcaires (Owen et Jones,1961; Jones, 1974).Ce faciès diachronique précède la transgression namurienne proprement dite

N° de l'échantillon et lieu du prélèvement (NG)	Macroporosité	Microporosité	Total
70-60 (SO 057 144)	0	0,10	0,10
70-69 (SN 978 129)	0,1	5,1	5,2
70-83 (SO 055 098)	0	0,92	0,92
70-93 (SN 906 144)	0	0,92	0,92

TABLEAU N°6

Porosité de quelques échantillons de calcaire carbonifère (L.A.141,C.N.R.S.,Paris).

et le dépôt des orthoquartzites.Certaines des masses de grès quartzeux au sein de l'affleurement de calcaire carbonifère sont donc proches de leur position originelle.Localement,les grès ont recouvert un calcaire qui n'était pas encore complètement consolidé (Owen et Jones,1961).

Par ailleurs,des déplacements tangentiels,d'origine tectonique ne sont pas à exclure,car nous avons repéré,au Sud du Fan Gihirych,des plans de glissement portant des stries intactes (v.infra p.314).

Près du *Pwll Byfre*,nom donné à une perte où s'enfouissent les eaux d'un petit cours d'eau descendu du Fan Gihirych,une sablière exploitait autrefois l'une de ces masses de *Millstone Grit,partiellement désagrégée en sables et altérée en argile* (SN 877 167) (fig.73).La nature exacte de ce matériel n'a pas jusqu'ici retenu l'attention.La roche saine est un orthoquartzite contenant près de 99% de silice,avec des grains subanguleux de 0,15 à 0,6mm,ou un grès quartzeux à dragées de quartz,également très riche en silice.

Tous les stades de l'altération sont visibles: le grès décimenté passe à une arène sablo-limoneuse blanchâtre où la fraction argileuse est constituée de *kaolinite dominante,très forte et bien cristallisée*,associée à de l'illite, forte.Localement,des paquets de limon rougeâtre sont conservés au-dessus du matériel blanchâtre.Ils correspondent à des *agrégats formés de très petits grains de quartz enrobés dans un ciment ferrugineux*.L'observation à la loupe binoculaire de fragments de grès-quartzites en voie de décimentation montre clairement la progression de cette "ferruginisation" le long des micro-fissures.Ce type de pédogenèse présente de grandes affinités avec celle étudiée par R.Fauck,en Afrique occidentale (Fauck,1972) et avec les descriptions de M.Mainguet sur des altérites sableuses dérivées des grès de Mouka-Ouadda et de Carnot (Mainguet,1972,p.263).

Quelle que soit l'explication retenue pour la présence des grès au sein

Légende des figures 73, 75 hors-texte.

1 Route

2 Courbe de niveau

3 Ruisseau

4 Perte

5 Mur de pierres sèches

6 Vallée sèche

7 Vallée drainée encaissée

8 Faille ou fracture

9 Réseau de diaclases (sur roche polie par les glaces)

10 Carrière, sablière...

11 Limite d'affleurement

12 Basal Grit discordant sur le Calcaire Carbonifère

13 Tourbière

14 Cuvette fermée

15 Rebord de talus avec ou sans corniche

16 Surface fini-viséenne sur Vieux Grès Rouge

17 Calcaire en plaquettes affleurant à nu

18 Table de lapiés (karrentische)

19 Pierraille calcaire passant à des lapiés gélivés

20 Masse de calcaire nu émergeant du soubassement

21 Débris de Basal Grit

22 Corniche gréseuse avec versant d'éboulis (Basal Grit)

23 Dolines

24 Altérite à kaolinite, in situ

25 Versant rectiligne et bas de versant

du calcaire,il s'agit là d'une *altération in situ,impliquant un climat chaud et humide*,avec au moins 1200mm de précipitations,d'après R.Fauck.La néoformation de kaolinite n'a pu se faire qu'à partir des micas,puisque les feldspaths sont absents ou très rares,dans la roche-mère.

La sablière se situe à 485m d'altitude,légèrement en contrebas d'affleurements de calcaire nu,eux-mêmes dominés,au Sud,par des versants gréseux couverts de gros éboulis et coiffés d'une corniche rocheuse de Millstone Grit.Vers le Nord,au-delà d'une dépression tourbeuse coïncidant à peu près avec l'affleurement des shales de la base du Carbonifère ("Lower Limestone Shales"),de longues pentes inclinées de 7 à 10° depuis le Fan Fraith,portent des champs de pierrailles gréseuses disposés au pied de paliers accidentant le versant.Ce dernier recoupe obliquement les couches de Vieux Grès Rouge supérieur,inclinées de 20° vers le SSE (fig.73).

Ici,la position topographique des calcaires,en contrebas du Fan Fraith et du Fan Gihirych est le résultat de la seule tectonique qui a déformé et gauchi la surface fondamentale de cette région.Le versant Sud du Fan Fraith,recoupant en biseau les couches de Vieux Grès Rouge,est lui-même dérivé de cette surface.

Près du Pwll Byfre,un *modelé d'altération différentielle s'est développé sur le Basal Grit:* des alvéoles à fond plat voisinent avec de modestes corniches rocheuses (fig.73).Dans le Carreg Cadno,la présence de lits de shales interstratifiés avec les orthoquartzites explique le dégagement d'un relief monoclinal où de petites cuestas dominent d'étroites dépressions tourbeuses.La roche

affleure à nu sur le revers de corniches rocheuses découpées en blocs de quelques dm3 à plusieurs m3,par un réseau quadrangulaire de fissures béantes (fig.74).Ces corniches discontinues reflètent les variations rapides de faciès de la roche et

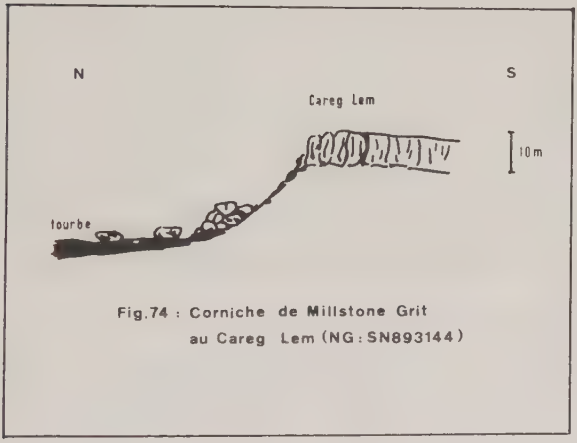


Fig.74 : Corniche de Millstone Grit
au Careg Lem (NG:SN893144)

l'influence des fractures.Dans ce secteur,le modelé d'altération a une énergie moindre que sur la Black Mountain où les dénivellations sont de l'ordre de 100m.

En effet,le soulèvement plus modéré de la surface fondamentale n'a pas permis à l'altération différentielle de s'exprimer aussi bien,lors de la phase de rajeunissement lent (voir 3ème Partie,p.633).

A l'Est du Carreg Cadno,la "Lost Valley" est une dépression calcaire parfaitement plane mais régulièrement inclinée de 8 à 10° vers le Sud,conformément au pendage: il s'agit d'une véritable surface structurale,fermée sur trois côtés par des corniches de Basal Grit.Vers le NE,le calcaire affleure à nu en tables de lapiés portant quelques fragments gréseux dérivés du Millstone Grit.Sur la bordure NW,au pied même du versant gréseux,le calcaire affleure également en tables de lapiés,très dégradés.Au-dessus,un replat intermédiaire à bord rectiligne se développe sur le grès,en contrebas de la corniche principale.Celle-ci se décompose en un escalier d'abrupts rocheux verticaux coïncidant avec autant de bancs massifs d'orthoquartzites.Au contact de deux de ces bancs,on a repéré,sur une longueur de plusieurs dizaines de mètres,une roche polie et striée à la façon d'un miroir de faille.Les stries indiquent un déplacement subhorizontal perpendiculaire à la direction de la corniche.L'examen de terrain permet d'exclure l'hypothèse d'une abrasion glaciaire.

On a là la preuve de *mouvements tangentiels post-namuriens*.La remarquable conservation de ces stries,sur le rebord d'une corniche est étonnante,si elles datent de la tectonique hercynienne.Un âge beaucoup plus récent n'est donc pas exclu (1).

L'un des phénomènes les plus intéressants de cette région concerne de

---

(1) Il faut cependant remarquer qu'on a jamais pu mettre en évidence,jusqu'ici, de mouvements tangentiels de ce type,associés à la tectonique tertiaire de ces régions.

grosses *dolines excavées dans le Millstone Grit* (fig.73).Leur taille est variable mais toujours beaucoup plus grande que celle des dolines formées ordinairement sur le calcaire carbonifère.Des diamètres de 12 à 15m sont très fréquents; certains dépassent 50m.Elles ont une forme circulaire parfois très géométrique,avec des bords internes abrupts où le grès est souvent à nu.Il n'est pas rare que l'une au moins des parois se confonde avec un plan subvertical.

Dans l'ensemble,leur répartition est assez uniforme dans l'espace,bien que des alignements existent parfois (fig.73).

L'origine de ces dolines sur des grès particulièrement riches en silice a été attribuée à des effondrements de grandes cavités dans le calcaire sous-jacent (T.M.Thomas,1954,1963,1971).Pour les dolines les plus méridionales,l'effondrement se serait transmis à travers 75m au moins de grès,à l'Est de la Tawe,et 150m à l'Ouest,où le Millstone Grit est plus épais.

Cette explication se heurte à une difficulté majeure: pour rendre compte de la *forte densité des dolines*,il faut envisager un réseau également dense de grandes cavités souterraines.Il en existe dans cette région,tel que le système du Dan yr Ogof,dans la vallée de la Tawe (SN 838 160),mais elles sont rares (1).

Partant d'observations faites dans la région d'Ystradfellte,Burke a imaginé un processus d'effondrement de la couverture gréseuse à partir de *puits verticaux*,créés par la dissolution du calcaire sous-jacent (cité par M.Sweeting, 1972,fig.79),mais on se heurte au même problème: il faudrait une multitude de puits analogues,assez rapprochés.Par ailleurs,les spéléologues contestent l'existence de ces puits ou de ces grandes cavités.

---

(1) L'exploration spéléologique du Massif Gallois a fait de gros progrès ces dernières années.En 1930,le "Dragon Group" du Wessex Caving Club et la "Mendip Exploration Society" commencèrent l'exploration des vallées de la Neath et de la Tawe. En 1946,fut créé le "South Wales Caving Club".Il découvrit l'Ogof Ffynnon Ddu et explora le réseau du Dan yr Ogof.Celui-ci est alimenté en grande partie par le Pwll Byfre.C'est un réseau encore fonctionnel.

Il n'est pas exclu que l'éboulement de la voûte de salles souterraines nées dans le calcaire ait créé certaines des dolines du Millstone grit.Cependant, dans la majorité des cas,il est nécessaire d'envisager une autre explication pour *amorcer le processus d'effondrement*.Elle nous semble liée aux modalités de l'*altération des orthoquartzites namuriens*,telles qu'elles ont été décrites précédemment.

Sur l'un des fronts de la sablière proche du Pwll Byfre,la roche encore cohérente passe brutalement et latéralement à une formation argilo-sableuse dérivée des quartzites par évacuation massive de silice et néoformation de kaolinite.*L'allure du front d'altération,très irrégulier,parfois subvertical,dépend du réseau de fissures et des fractures*.L'examen d'autres carrières de Millstone Grit aboutit à des constatations analogues: à partir de fissures subverticales, l'altération par décimentation et mise en solution de la silice des quartz peut gagner des bancs inférieurs,alors qu'en surface la roche est restée cohérente (1).

Dans cette hypothèse,l'évacuation de la silice des quartz,provoquant, au-delà d'un certain seuil,un tassement du matériel,crée un déséquilibre par perte de substance.Cela déclenche un effondrement vertical qui se transmet le long des diaclases et fractures.La condition *sine qua non* pour que le processus fonctionne est que *la silice soit évacuée à l'état soluble par des drains souterrains*.

Cette explication a l'avantage de faire l'économie de salles de grande taille dans le calcaire sous-jacent.*Elle n'implique aucune cavité souterraine préalable:*L'effondrement se déclenche lorsque la perte de substance est suffi-

---

(1) La carrière de Nerquis,dans le NE du Pays-de-Galles,présente des phénomènes analogues,créant des équilibres instables.Cela n'aboutit pas à la formation de dolines car les bancs de grès sont minces et le pendage est trop fort (plus de 20°). Il semble que les dolines ne s'observent que là où le pendage ne dépasse pas une quinzaine de degrés.

sante pour détruire la cohésion du grès.

Une fois l'affaissement initial créé,*le processus doit s'entretenir et même s'accélérer* ,car il favorise l'infiltration des eaux à cet endroit précis et donc le lessivage de la silice,en cas de bon drainage.A ce stade,la présence sous-jacente du calcaire peut intervenir,car le point d'infiltration privilégié des eaux,créé par la doline,peut faciliter la dissolution du calcaire,à la verticale de l'affaissement ou légèrement en oblique,selon le pendage des couches et l'allure du réseau de fissures.Si notre explication est correcte,*les puits verticaux observés,çà et là,dans le calcaire sous-jacent,sont une conséquence et non une cause des effondrements gréseux.*

La condition nécessaire au *déclenchement* du mécanisme,la mise en solution rapide et l'évacuation souterraine de la silice des quartz,implique un *contexte climatique différent de l'actuel.*

Des exemples de dolines et de réseaux karstiques souterrains,dans des grès siliceux ont été signalés dans plusieurs autres régions du monde:

- dans l'ex-République Centre Africaine,vers 5° de Latitude Nord,avec des précipitations de 1400mm par an,des formes karstiques sont fonctionnelles dans les Grès de Carnot (M.Mainguet,1972).Dolines et puits sont en relation avec un réseau karstique souterrain.Pour M.Mainguet,cela nécessite la mise en solution de la silice,constituant essentiel des grès (ouv.cité,p.124).
- dans les grès-quartzites du plateau de Roraïma (bouclier guyanais),de grosses dolines pouvant atteindre 1600m de diamètre,sont associées à des avens très profonds et à des conduits souterrains (M.Petit,comm.orale).
- des dolines en entonnoir ont également été décrites dans des diorites quartzifères,sous climat tropical humide,associées à des arènes sablo-argileuses épaisses de 35m en moyenne (T.Feininger,1969).

Comme les altérites du Pwll Byfre ou de la Black Mountain,ce modelé de dolines est donc hérité d'un système morphogénétique de climat chaud et humide. Ce type de pseudo-karst ne s'observe que sur les orthoquartzites du Basal Grit et, secondairement,sur ceux des Coal Measures inférieures ("Farewell Rocks").Les dolines disparaissent lorsque les orthoquartzites sont interstratifiés avec des niveaux de shales relativement épais et fréquents,comme c'est le cas au Sud du Carreg Cadno (fig.73).Par contre,sur les shales sus-jacents au Basal Grit,on remarque de rares dolines ,généralement de grande taille: les effondrements nés quelques mètres en-dessous,dans les orthoquartzites se sont aisément transmis dans ces sédiments plastiques,selon un processus de "karst couvert".

Si le mécanisme envisagé nécessite,*au départ*,un climat nettement plus chaud que l'actuel,il est probable,par contre,que la plupart d'entre elles,ont *continué à fonctionner,lorsque le climat s'est rafraîchi et que la pédogenèse à tendance ferrallitique s'est interrompue.A ce stade seulement,la présence sous-jacente du calcaire carbonifère est intervenue.*

Les dolines de Millstone Grit,comme les altérites et le modelé d'altération différentielle associés aux affleurements de ces grès,sont donc *corrélatives d'une pénéplaine d'altération élaborée sous un climat de type tropical humide*.La corrosion des quartz et l'évacuation massive de la silice en solution,la néoformation de kaolinite,la présence de petits agrégats quartzeux ferrugineux,témoignant de la "pulvérisation" des quartz au fur et à mesure que les oxydes ferriques s'incrustaient dans les fissures,sont des mécanismes pédogénétiques préparant la ferrallitisation.Nos analyses n'ont jamais décelé d'alumine libre,mais il ne reste,au Pays-de-Galles que la base des profils d'altération;d'autre part, la nature quartzeuse de la roche-mère explique peut-être l'absence de gibbsite.

Dans le secteur du Pwll Byfre,et jusqu'à la vallée de la Tawe à l'Ouest, la pénéplaine d'altération tropicale définie précédemment semble assez proche de la *surface de régression fini-viséenne*,d'après ce que l'on sait de la sédimentation du Basal Grit.Dans cette région,*le volume total de roches enlevées par l'érosion,depuis le Carbonifère moyen,paraît donc très faible*,bien que l'évolution morphologique ait été continentale,pour l'essentiel.

Cette double caractéristique,longueur de l'évolution continentale,et faible volume de roches évacuées,s'explique par les conditions mêmes de la naissance du Massif Gallois (cf.infra,3ème Partie, chap.1).

Les déformations tectoniques néogènes ont créé le relief actuel,mais le *modelé est dérivé,par rajeunissement lent,d'une surface d'aplanissement réalisée pendant une longue phase d'équilibre morphogénétique.*

c.2) Au Sud de la Fforest Fawr centrale et orientale,entre les vallées de la Neath et de la Taff,la disposition des affleurements est compliquée par un dense réseau de failles orientées NNW-SSE.

Au NW d'Ystradfellte,dans le Carnau Gwynion (SN 918 148),les couches de calcaire,inclinées de 5° vers le SSE sont recoupées légèrement par la surface topographique.Le relief s'organise en éperons étroits allongés NNW-SSE,dissymétriques: le front Nord raide s'oppose à la lente retombée méridionale.Entre les éperons,les dépressions sont trouées de dolines,nettement alignées le long des cassures ou des failles.

A l'Est de l'Afon Mellte,le relief est encore plus différencié.Au Sud du Fan Fawr,le contact du Vieux Grès Rouge et du Calcaire Carbonifère ne se mar-

que dans le paysage que par un léger changement de modelé: les rivières sont plus rares,quelques dolines apparaissent au Nord du Waen Dywarch (SN 960 156),mais la roche reste partout cachée sous une tourbe épaisse de 50cm à 1m.Les formes sont plus vigoureuses au Sud et SE du Waen Dywarch.

Sur le Carn y Goetre (SN 946 145),le calcaire affleure sur une série de replats structuraux étagés,perchés au-dessus de la vallée du Mellte (fig.76).Sur leur bordure externe,ces replats exposent des "karrentische"partiellement dégradés par la gélifraction.On reconnaît encore le quadrillage des fissures et joints découpant la roche en gros "pavés",mais beaucoup de ceux-ci ont été fragmentés par la gélifraction.Il reste un champ de pierres d'où émergent,çà et là,des éléments de calcaire encore en place,découpés en rondelles ou en dalles,sous l'influence de fissures horizontales.

Vers l'aval-pendage,le calcaire disparaît sous un matériel meuble criblé de petites dolines.Elles ont généralement quelques mètres de diamètre.La part de la dissolution superficielle et celle de l'effondrement,dans leur naissance, sont parfois difficiles à apprécier.Néanmoins,d'après nos observations,le premier facteur paraît prépondérant.Chaque fois qu'un front de carrière recoupe de petites dolines,on ne constate jamais d'effondrement du calcaire sous-jacent.Par ailleurs,la répartition même des dolines dans les zones déprimées,au pied des "karrentische",plaide aussi pour la dissolution superficielle.

Les deux types de modelé de corrosion,lapiés et dolines,sont toujours nettement séparés sur le terrain.Là où la roche est nue,elle est façonnée en tables de lapiés; dès qu'elle est recouverte de tourbe ou d'une formation argilo-sableuse,agissant comme une compresse,les dolines apparaissent (fig.75).

Sur le Mynydd y Garn,on retrouve la même juxtaposition,pavages nus (1) et dolines sous tourbe.Les "karrentische" jalonnent deux bandes allongées NNW-

(1) "Limestone Pavements" est l'équivalent britannique des "Karrentische" allemands.Ceux du Pays-de-Galles méridional ont déjà été décrits par T.M.Thomas (1970)

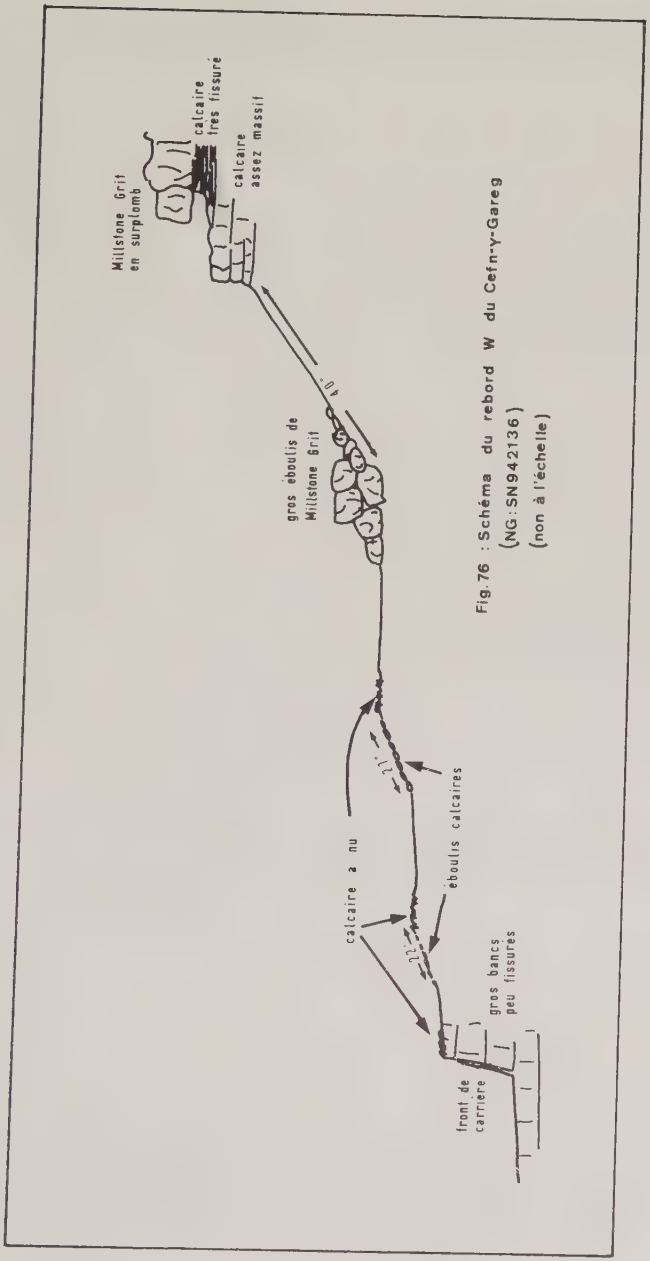


Fig.76 : Schéma du rebord W du Cefn-y-Gareg
(NG:SN942136)
(non à l'échelle)

SSE et inclinées vers le SE,légèrement surélevées par rapport à deux gouttières de même orientation qui sont criblées de petites dolines.

Le Cefn y Gareg,où affleure le Millstone Grit,se raccorde progressivement vers le Sud au bas-plateau du Gwaen Hepste,qui recoupe à la même altitude (300m environ) le Millstone Grit et le calcaire carbonifère.Il y a au Sud de la ferme de Garreg Fawr,un escarpement vigoureux qui ne coïncide pas avec le contact grès/calcaire.Il s'estompe rapidement vers le Sud.Le pied du talus est souligné par un alignement de grosses dolines.Tout ceci suggère l'existence d'une faille (fig.75).

L'organisation du relief,dans toute cette région,est le *résultat d'un jeu de blocs,le long de failles ou de flexures*.Le Cader Fawr,par exemple,est un horst où le calcaire carbonifère domine d'une cinquantaine de mètres les orthoquartzites du Cefn Cadlan.Vers le Nord,le versant est entièrement taillé dans le calcaire et correspond à une dénivellation de plus de 120m.Vers le NE,où le calcaire est en contact avec les grès ou conglomérats friables des "Grey Grits"(1) (Vieux Grès Rouge supérieur),l'érosion différentielle a légérement surcreusé le Dévonien,en exagérant les effets de la tectonique.

Dans cette région,les affleurements de Millstone Grit,quelque soit leur altitude,portent les mêmes grosses dolines que celles décrites plus à l'Ouest. Ici,leur répartition dans l'espace reflète très nettement l'influence d'un dense réseau de cassures et de failles (fig.75).

Sur le Gwaen Cefn y Gareg,où le Millstone Grit domine la calcaire par un rebord escarpé,les dolines disparaissent presque totalement.Il s'agit d'un volume rocheux peu fracturé.Par contre,sur le Cefn cadlan,la topographie de dé-

(1) Ce sont des grauwackes où la matrice argileuse occupe parfois le quart du total.Les feldspaths sont rares.Dans certains échantillons,le ciment ferrugineux est abondant.Dans ce cas,la matrice est rare.

tail,très accidentée,est fidèlement adaptée à une tectonique cassante,bien visible sur photos aériennes.

Ici,comme dans la région du Pant Mawr et du Pwll Byfre,le processus ayant *déclenché* l'effondrement est vraisemblablement l'*ameublissement local de la roche et son tassement par dissolution de la silice des quartz*.Il est normal que dans une région hachée de failles et de fractures,l'altération des orthoquartzites ait été plus rapide le long de ces accidents.Dans plusieurs cas,l'effondrement a été guidé par les plans de faille,car ceux-ci sont parfois exposés sur les parois des dolines.Beaucoup de dolines du Cefn Cadlan,se sont approfondies récemment et sont même peut-être encore actives,par suite du soutirage karstique dans le calcaire immédiatement sous-jacent à la doline.

L'une des plus grosses dolines du secteur,le Pwll y Felin est occupé en permanence par une petite mare où se perdent les eaux d'un petit ruisseau.Les flancs et le fond de la doline sont colmatés par un matériel hétérogène,sablo-limoneux (48% de sables,37% de limons,15% d'argiles),enrobant des fragments de Millstone Grit très altéré.Il provenait probablement de la destruction de sols et d'altérites assez évoluées.

Ici,le calcaire est loin d'être systématiquement en creux par rapport aux orthoquartzites.Le Cader Fawr offre même la disposition inverse,on l'a vu. Ceci pose le problème de la résistance du calcaire carbonifère dans un système périglaciaire ou sous un climat tempéré océanique (Cf.J.Corbel,1957).A l'échelle du kilomètre,les différents agents d'érosion n'ont pas réussi à modifier sensiblement la position topographique relative des volumes calcaires mis en relief par la tectonique néogène.Même si les derniers jeux de blocs ont eu lieu à la fin et non au début du Néogène,comme on l'admettait généralement,cela *prouve une certaine paralysie des systèmes d'érosion sur ces hauteurs calcaires*.

A l'échelle de la centaine de mètres,il faut nettement distinguer les pavages de calcaire nu,modelés en "karrentische" et les dépressions tourbeuses où la dissolution actuelle ou subactuelle a façonné une multitude de petites dolines.Les premiers ont été rognés peu à peu aux dépens des secondes.Le phénomène est d'autant plus avancé que l'on est plus près de la vallée de l'Hepste.Comme à l'Ouest de la Neath,c'est *un jeu de blocs,basculés le long de charnières structurales (failles ou flexures) NNE-SSW ou N-S,qui a déclenché,au départ,la dégradation puis le démantèlement des pavages.*

La corrosion ne s'est pas exercée latéralement,en créant une plaine calcaire bien plane: la topographie garde une pente notable,de 5 à 6° au Sud du Mynydd y Garn et 2 à 3° au Pant Mawr.Le calcaire porte une couverture limono-sableuse allochtone dérivée du Vieux Grès Rouge.Ce matériel étant assez perméable, n'a pas gêné,comme sur les bas plateaux du Pembrokeshire,la dissolution sous-jacente du calcaire.Celle-ci progresse point par point au niveau des dolines et gagne aux dépens des pavages nus.*Beaucoup de dolines sont encore fonctionnelles et la surface de dégradation qui leur est associée est bien vivante.*

Les pavages sont eux-mêmes les reliques d'une surface d'érosion ancienne: sur le Mynydd y Glog (SN 974 092),ils se trouvent à la même altitude que le Millstone Grit troué de grosses dolines,vers 380m.(1).

Par analogie avec ce qui a été vu dans le secteur du Pwll Byfre,on peut *rattacher tout cela à une pénéplaine caractérisée par un modelé d'érosion différentielle mettant en valeur les détails de la structure.Elle dérive,par rajeunissement lent d'une surface d'aplanissement élaborée pendant une très longue période d'équilibre morphologique.*

---

(1) Sur le Mynydd y Glog,cette surface a été disloquée par une série de petites failles NNW-SSE,de regard W,disposées en échelon.

c.3) A l'Est des vallées de la Taf Fechan et de la Taf Fawr, *les Mynydd Llangynidr et Llangattock* constituent un vaste plateau incliné du Nord et de l'W vers la dépression de Merthyr Tydfil. Il se termine au-dessus de la vallée de l'Usk et de son affluent, l'afon Crawnon, par un escarpement à corniche dont le commandement atteint une centaine de mètres. Le plateau recoupe en biseau les strates carbonifères (fig.81 ,coupe 3).

La topographie est assez accidentée. L'écoulement concentré est rare, sur le plateau. De petites rivières naissent au Sud, près du contact des shales et des grès du Millstone Grit. Le Nant Trefil, installé dans une gouttière NNW-SSE, guidé par une ligne de faille, est une exception. En général, les eaux s'infiltrent dans la roche ou bien se concentrent pour se perdre aussitôt dans une cuvette fermée.

Les affleurements calcaires donnent un modelé chaotique. Le sol est *criblé de dolines, petites en général* et disposées sans alignement très net. Quelques grosses dolines, plus rares, sont au contraire nettement guidées par des fractures, par exemple au SE du Cerig y Llwyni (SO 075 128), le long d'une faille WNW-ESE.

Sur les orthoquartzites et grès quartzeux du Millstone grit inférieur, on retrouve les *grosses dolines* déjà signalées ailleurs. Il est intéressant de remarquer qu'elles n'existent pas là où le grès donne de grosses buttes convexes dominant le reste de l'affleurement. Par exemple, au Carn y Bugail (SO 088 137), à 600m d'altitude, il forme une masse dissymétrique, conformément au pendage des couches, dominant au Nord le soubassement calcaire, et s'abaissant doucement vers le SSE, puis plus rapidement au niveau d'un petit talus. *Sur la butte, les dolines sont absentes.* Elles apparaissent au pied, avec leurs caractérisitques habituelles. Certaines d'entre elles drainent les eaux de petits vallons et sont occupées par une mare. *Ces points d'infiltration des eaux de surface* sont assez nombreux sur ce plateau mais il n'est pas possible de savoir s'ils correspondent à

un véritable réseau de conduits souterrains,dans les grès.Sur le Cefn Pyllau Duon et le Twyn Ceiliog (vers SO 100 130),on retrouve la *même opposition entre une haute surface gréseuse substructurale,exempte de dolines et les alentours,légèrement déprimés,où le Millstone Grit est troué de grosses dolines,pas toujours nettement alignées*.L'une d'elles reçoit un petit ruisseau qui s'y perd.

Certaines dolines,*toujours proches du contact grès/calcaire*,s'ouvrent sur des puits s'enfonçant dans le calcaire sous-jacent: c'est le cas de l'Ogof Fawr (SO 128 152).La doline,une fois formée,a créé un point d'infiltration privilégié et favorisé,par là même,la dissolution du calcaire sous-jacent,d'autant que les eaux étaient particulièrement agressives.

Au départ,néanmoins,l'ameublissement rapide des orthoquartzites est à invoquer,dans la majorité des cas: *si le processus initial dépendait seulement d'effondrements souterrains dans le calcaire,le phénomène aurait une répartition spatiale indépendante des variations de faciès gréseux et de la topographie de surface*.Or,ce n'est pas le cas: lorsque le grès donne des volumes rocheux nettement en relief,c'est qu'il a mieux résisté à l'arénisation.Il y a un lien logique entre la position topographique relative de ces volumes gréseux et l'absence de dolines.

Par leur modelé de surface,les plateaux de Llangynidr et de Llangattock sont du même type que ceux de la Black Mountain ou du Sud de la Fforest Fawr.Ils se caractérisent par une altération différentielle exploitant les détails de la structure et se rattachent à une surface d'érosion bien conservée ici: les dénivellations topographiques y sont moins fortes que dans la Black Mountain.

En bordure du plateau de Llangynidr,des *formes karstiques fossiles*,mises à jour dans des carrières exploitant le calcaire carbonifère sont héritées

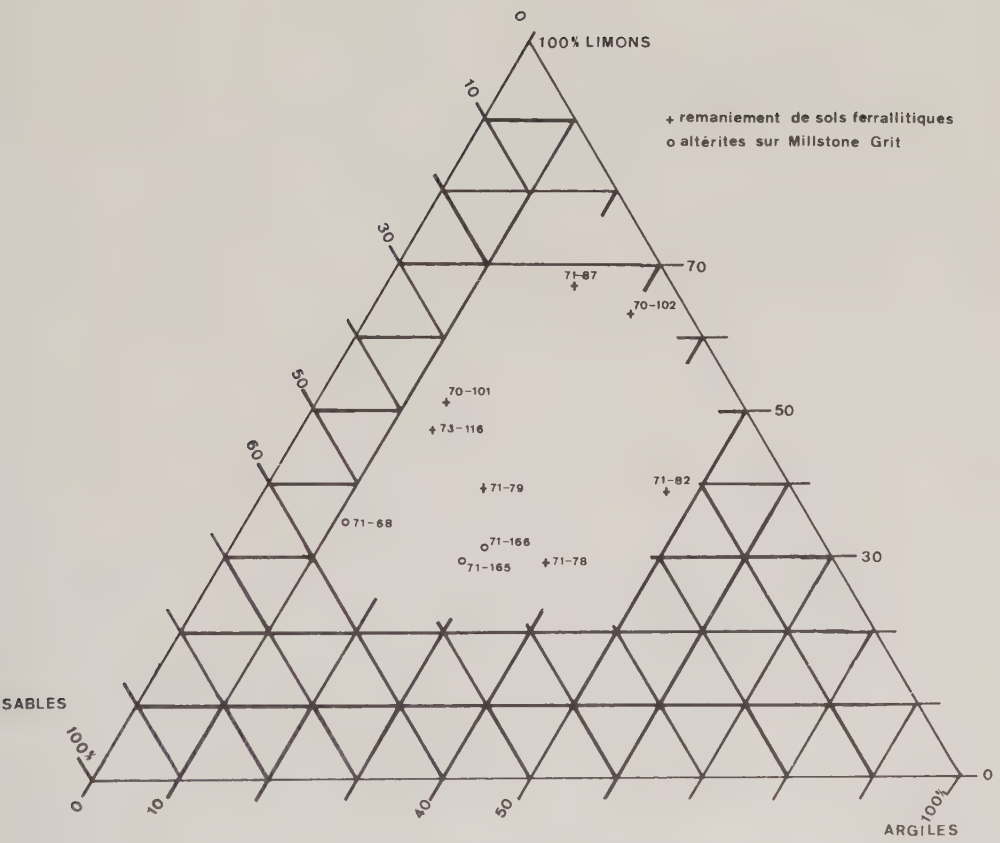


FIG.77: COMPOSITION GRANULOMETRIQUE

DU MATERIEL FOSSILISANT LES BORDURES DU

PLATEAU DE LLANGYNIDR

du même système morphogénétique que le modelé du plateau (Battiau-Queney,1973). On les trouve,d'une part,le long de l'escarpement du Cwar yr Ystrad et du Cwar yr Hendre,d'autre part,dans le couloir de Trefil,déjà cité.Les formes les plus typiques s'observent dans les carrières de Trefil (Planche IV,A).Le calcaire contient plus de 95% de $CaCO_3$,sauf là où il a été dolomitisé.Le pendage est de 2 à 3°,au maximum,vers le SSE.La roche se débite en dalles noirâtres,suivant les joints de stratification et les fissures verticales.L'exploitation a mis à jour des *pitons* hauts d'une quinzaine de mètres au moins,dont les parois sont façonnées en *rillenkarren* verticaux (planche IV,B),rigoles de 2 à 3cm de large au maximum.Ce type de dissolution superficielle sur des parois parfaitement verticales peut,semble t-il,se produire aussi bien sous climat chaud et humide que sous climat froid,à couverture neigeuse abondante.Ici,la nature de la couverture fossilisante permet d'exclure la deuxième éventualité.

Ces lapiés ont été fossilisés par un *matériel provenant du nettoyage de sols de type ferrallitique:* il est très hétérogène,généralement assez sableux, étant donné la nature de la roche-mère (fig.77,échantillons 71-78,71-79,73-116). Le pourcentage d'argiles et de limons fins (éléments de moins de 20 microns) varie de 45 à 70%,selon les cas.La fraction argileuse s.s. (éléments de moins de 2 microns) dépasse 30% dans les échantillons les plus profonds (71-78 a été prélevé à 3m de la surface du remblaiement).Le matériel enrobe des fragments de grès massifs mais friables,imprégnés d'hydroxyde de fer,provenant du Millstone Grit qui affleure au-dessus des carrières,sur le plateau (fig.78).Autour de ces fragments gréseux,une auréole de sables dérivés du grès prouve l'absence de déplacement ou de soutirage depuis la mise en place du matériel.

Sur le diagramme triangulaire,on a reporté,à titre de comparaison,des échantillons de paléosols à tendance ferrallitique développés sur les orthoquartzites du Millstone Grit (Pwll Byfre,Pen Rhiw Ddu).Les prélèvements ont été faits

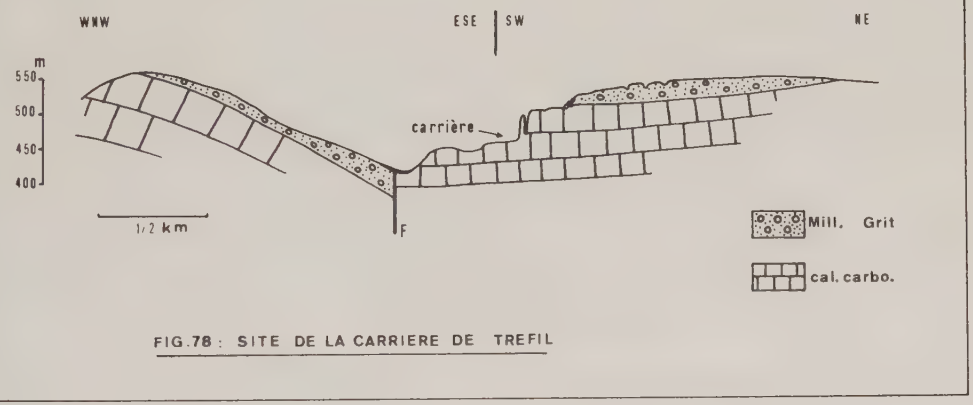


FIG.78 : SITE DE LA CARRIERE DE TREFIL

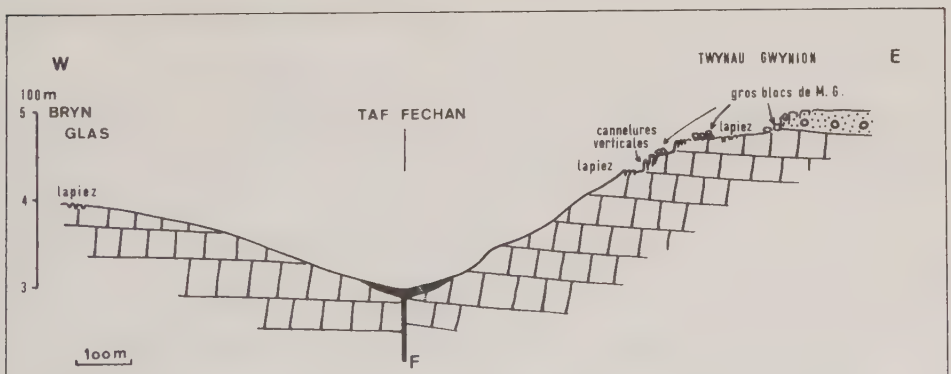


FIG.79 : SITE DE LA CARRIERE DE TWYNAU GWYNION

au niveau des horizons profonds,les moins argileux,seuls conservés jusqu'à nos jours.On voit que le matériel de Trefil est du même type,un peu moins sableux cependant.

La fraction sableuse présente une majorité de grains de *quartz corrodés, tachés de rouille,de petits agrégats quartzeux à ciment ferrugineux et des grains de gœthite,parfois imbriqués avec de minuscules quartz de néogenèse* à faces cristallines intactes.On remarque en outre des fragments de siltstones à structure finement litée,provenant de lits interstratifiés dans les grès namuriens.

La fraction argileuse,dans tous les échantillons,est dominée par la *kaolinite bien cristallisée*,forte ou moyenne,alors que l'illite donne des pics ouverts sur les diffractogrammes.Un peu de vermiculite est également présente. La *gœthite est toujours abondante* (1).

En surface,ce matériel a subi une altération pédologique caractérisée par le lessivage des argiles et du fer qui s'est accumulé au niveau d'un mince horizon durci en croûte: c'est un processus de podzolisation très postérieur au remplissage.

La fossilisation des tourelles par ce matériel argilo-limoneux a stoppé la dissolution du calcaire qu'il a immunisé,avec son modelé acquis antérieurement.La dissolution superficielle s'est poursuivie indépendamment des formes fossiles: elle a créé de petites dolines à la surface du plateau.

La bordure NW du plateau de Llangynidr (Cwar yr Hendre,Cwar yr Ystrad) correspond à un escarpement à corniche,rectiligne au Sud,puis dessinant une convexité vers le Nord.Au Sud du Cwar yr Hendre,elle suit le contact du calcaire avec les grès quartzeux du Vieux Grès Rouge supérieur ("Grey Grit").Au Nord,par contre,le calcaire affleure au sommet et au pied de l'escarpement.La corniche

(1) Analyse aux rayons X,Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.,Caen,et L.A.141, C.N.R.S.,Paris.

du Cwar yr Ystrad est décalée de 200m environ vers le NW par une faille dont le tracé est marqué sur le terrain par un alignement de grosses dolines.Le pied de la corniche est lui-même souligné par une série de petites dolines suggérant une fracture guidant le cours du Nant Criban.

Vers le Sud,cet escarpement se confond avec le versant oriental de la vallée de la Taf Fechan,au niveau des carrières de Twynau Gwynion (fig.79).Cette vallée a un profil transversal fortement dissymétrique: de part et d'autre,les mêmes roches sont dénivelées de 60 à 80m (fig.72 et 79).La pente du versant oriental peut atteindre 30 à 32°.Une telle dissymétrie,avec des pentes de cet ordre,sans rapport avec le pendage,dans des roches aussi cohérentes que le calcaire carbonifère ou les grès Brownstones,s'explique par le *jeu d'une flexure soulevant le compartiment oriental.*

Dans ce secteur,comme au Sud de la Fforest Fawr,*l'organisation du relief est le reflet direct d'une tectonique de blocs basculés vers l'Est,*compliquée de petits accidents transversaux.

L'escarpement de faille ou de flexure du Cwar yr Ystrad a été modelé en mamelons et pitons sculptés dans le calcaire,disparaissant sous un matériel de même type que celui des carrières de Trefil (fig.77,échantillons 70-101,70-102).

Sur cette bordure occidentale du plateau de Llangynidr,du Nord au Sud, le colmatage argilo-limoneux s'amincit rapidement.Dans les carrières de Twynau Gwynion (SO 065 105),perchées à près de 200m au-dessus de la vallée de la Taf Fechan,il n'en reste que des placages préservés dans les creux les mieux protégés (1).Le versant se décompose en une série de paliers substructuraux,modelés en karrentische sur leur bord externe (fig.79).La corniche calcaire principale,

---

(1) Comme à Trefil,la fraction argileuse est dominée par la kaolinite et la goethite est abondante (éch.73-143,analyse aux rayons X,C.E.A.).

exploitée en carrière,expose des parois sculptées en *grandes cannelures verticales* larges d'une quarantaine de centimètres.A la base,de petites encoches,de l'ordre du mètre,sont fermées vers le haut en surplomb par des pendentifs aux contours acérés: ce sont des formes de dissolution et non des concrétions,analogues aux *"deckenkarren"* des Allemands.Les parois des cannelures sont rubéfiées et,contrairement à ce que l'on observe à Trefil,elles sont rugueuses et hérissées de petites écailles: dans les deux cas,l'évolution quaternaire a été différente.A Trefil,les pitons et tourelles ont été immunisés contre la dissolution et la cryoclastie par le matériel argilo-limoneux fossilisant.A Twynau Gwynion,les parois calcaires ont dû évoluer à l'air libre,subissant une rubéfaction superficielle puis une dégradation par la cryoclastie.

La raideur du versant créé par la tectonique,au niveau et en contrebas de la carrière a empêché le colmatage des pitons calcaires.On retrouve le matériel meuble sur la rive droite de la Taf Fechan,à 300m d'altitude,dans la carrière de Vaynor (SO 037 096).Là,un modelé de pinacles et de mamelons est enfoui sous une formation non calcaire mal triée mais très argileuse (fig.77,échantillon 71-82), où la kaolinite est le minéral argileux dominant (Battiau-Queney,1973).La fraction sableuse contient,comme à Trefil,des quartz corrodés (1),quelques agrégats quartzeux ferrugineux,des granules de goethite et de rares prismes bipyramidaux de quartz de néogenèse souvent profondément cariés en leur milieu.Tout ceci caractérise le remaniement de sols à tendance ferrallitique développés sur des grès ou des siltstones.

Sur le plateau,on n'a pas trouvé de paléosols tropicaux en place.L'essentiel, sinon la totalité,paraît avoir été déblayé.Par contre,légèrement en contrebas du plateau lui-même mais bien au-dessus des talwegs actuels,on a repéré des paléosols

(1) La corrosion est superficielle.Elle donne aux grains des contours très irréguliers.Les caries profondes sont rares.

sur des roches plus riches en minéraux altérables que les grès du Millstone Grit: shales du Carbonifère inférieur ("Lower Limestone Shales") à Blaen Onnen (SO 157 171),grès du Westphalien inférieur ("Farewell Rocks") au Nord de Beaufort (SO I69 137)(fig.72).Dans les deux cas,la kaolinite bien cristallisée est présente à côté des minéraux hérités de la roche mère (illite et chlorite),mais elle n'est jamais dominante.Ces paléosols,aujourd'hui tronqués par des formations périglaciaires,sont donc moins évolués que les altérites fossilisant le karst de Trefil ou de Vaynor.C'est pourquoi on peut supposer qu'ils sont plus récents.

Les dolines du plateau gréseux n'ont pas subi le même sort que le karst des bordures.Certaines,à fond très plat,ont été colmatées par le matériel de Trefil (1),mais la plupart se sont approfondies après l'épisode rhexistasique qui a balayé les sols du plateau.Lorsque le calcaire est proche et que les dolines s'ouvrent sur des puits verticaux dans le calcaire sous-jacent,il est évident que le soutirage karstique a fonctionné jusqu'à nos jours.Ces cas sont rares.Ailleurs,la dénudation préalable des grès a probablement accentué la désorganisation de l'écoulement superficiel sur le plateau.Cela privilégiait le drainage des dolines préexistantes,et donc la dissolution du calcaire immédiatement sous-jacent.Une fois formées dans les grès,les dolines se seraient entretenues grâce à la présence du calcaire,en profondeur,alors même que les processus d'altération qui leur avaient donné naissance ne fonctionnaient plus.

En résumant ce qui précède,on peut envisager la chronologie suivante pour l'évolution géomorphologique régionale:

*1. Façonnement du Plateau de Llangynidr sous climat chaud et humide.*Formation d'épais sols ferrugineux tropicaux ou à tendance ferrallitique sur les grès et shales.

---

(1) Les échantillons prélevés dans le fond des dolines gréseuses proches des carrières de Trefil ont révélé une analogie remarquable avec le matériel fossilisant le karst de bordure (fig 77,échantillon 73-116).

*2.Tectonique de failles ou de flexures,avec jeu de blocs généralement basculés vers l'ENE.*Cela ne modifie pas le façonnement du plateau mais détermine sur ses bordures calcaires la formation de pitons et de tourelles.

*3. Crise climatique entraînant la destruction de la couverture végétale et la liquidation brutale des altérites.*Le karst des bordures ou des dépressions est colmaté et fossilisé.Les dolines gréseuses le sont également.

*4. Nouvelles déformations tectoniques avec mise en place du Grand Escarpement du Sud Galles.Nouvel allongement de la saison des pluies et reprise de la pédogenèse "hydrolysante".*Les dolines gréseuses continuent à s'approfondir,d'abord par reprise de l'altération des grès,puis par soutirage karstique dans le calcaire sous-jacent.

*5. Incision profonde des vallées,*guidée par les accidents structuraux.Sous climat frais et humide,la pédogenèse conduit à la podzolisation.A Trefil comme au Cwar yr Ystrad,les profils podzoliques sont eux-mêmes ravinés par des formations très grossières à fragments massifs de grès sain,mises en place sous climat froid.

d) Les plateaux du Bassin Houiller (sensu stricto).

Ils correspondent à l'affleurement des Coal Measures supérieures ("Pennant Measures" de la nouvelle stratigraphie adoptée par le Geological Survey).Ce sont essentiellement des grès,les *Grès de Pennant* (1),avec de minces intercalations de shales,rares à la base,plus nombreuses vers le haut ("Grovesend Beds"). Sauf à la base où les quartzites prédominent dans l'Est et le Nord du bassin (G. Kelling,1974,p.I88),*le faciès de subgrawacke est relativement uniforme sur de vastes étendues,* comme le montrent les études précises de Heard,à l'Est de la rivière Taff (Heard,1922) et de Archer pour l'Ouest du Bassin (A. Archer,1964,pp.29-31).

Lorsqu'ils sont sains,les Grès de Pennant sont verdâtres ou gris-bleuté. A l'air ils deviennent brunâtres.Presque toujours,ils présentent une fine stratification oblique.Les bancs sont souvent assez massifs mais,près de la surface,la roche se débite généralement en dalles assez minces: le *caractère fissile* de ces grès s'explique par la concentration de lamelles de mica orientées le long des plans stratigraphiques.Ce sont des subgrauwackes composées de 56 à 60% de quartz anguleux ou subanguleux et d'une quantité moindre (20 à 25%) de fragments de roches assez variées: quartzites métamorphiques,micaschistes,siltstones,shales.Des grains détritiques de feldspaths et de muscovite,peu nombreux,sont associés à un cortège de minéraux lourds comprenant tourmaline,zircon,rutile,chlorite,grenat. Généralement,les feldspaths (albite,microcline,perthite)sont altérés.Ils ne constituent que de 3 à 4% du total.La biotite est beaucoup moins fréquente que la muscovite.Les micas forment de 5 à 6% de la fraction clastique.Celle-ci est bien classée,mais la médiane varie sensiblement d'un lieu à l'autre.Les grès fins ou moyens sont les plus fréquents.

(1) En Gallois "pennant" signifie "tête de vallon".Les Grès de Pennant doivent leur nom au fait qu'ils affleurent souvent près des têtes de vallée où on les exploitait facilement,comme pierre à bâtir.

Les éléments détritiques sont baignés dans une matrice peu abondante (5 à 10% du total)le plus souvent.Elle consiste en un mélange de minéraux argileux (séricite,chlorite surtout),de quartz microcristallin et de matrice organique.Le ciment est formé de calcite,de silice et de carbonate de fer.Les oxydes de fer sont pratiquement absents.

Les Grès de Pennant sont donc caractérisés par la rareté des feldspaths (ce qui contredit certaines descriptions les présentant comme des grès feldspathiques),l'importance relative des fragments de roches et le pourcentage réduit de la matrice argileuse.

Leur porosité est moindre que dans le cas des Brownstones du Vieux Grès Rouge (voir tableau n°5).Le bon classement des grains,l'homogénéité de la roche permettent aux solutions de pénétrer uniformément dans la masse du grès,à partir d'un réseau quadrillé et serré de fissures: sur les tranchées de route ou les fronts de carrières,on voit le grès se débiter en fragments parallélépipédiques très géométriques et l'altération progresser en auréoles subconcentriques,étroitement guidée par le réseau de fissures.Cela prouve à la fois l'importance de ce dernier et l'homogénéité de la roche,à l'intérieur des mailles du réseau de fissures.

Les plateaux du Bassin Houiller sont à des altitudes très variables: 600m au Craig y Llyn,non loin du Vale of Neath,580m sur la Coity Mountain,au NE du Bassin,mais moins de 280m près de Gelligaer,au centre du Bassin.Dans l'ensemble,les altitudes les plus fortes se situent près de la bordure septentrionale du Bassin,mais l'inclinaison n'est régulière vers le Sud qu'à l'Ouest des vallées de Rhondda.A l'Est,les synclinaux de Gelligaer et de Caerphilly déterminent deux dépressions topographiques encadrant le bombement de Pontypridd (Mynydd y Glyn,Mynydd Eglwysilian,Mynydd y Llan)(fig.69).

Localement,la surface topographique des interfluves est conforme au pendage des couches,mais,dans l'ensemble,celles-ci sont nettement recoupées en biseau: *les plateaux du Bassin Houiller se rattachent à une surface d'érosion* (ou à plusieurs surfaces ?).Reconnue depuis longtemps,son âge et son mode d'élaboration ont fait l'objet de nombreuses hypothèses:

-surface d'abrasion marine infra-crétacée (Strahan,1902).

-surface pré-triasique d'origine subaérienne,dégradée ou regradée au Crétacé (O.T. Jones,1952 et 1956).

-pénéplaines emboîtées pré-miocène et néogène ("High Plateau" et "Middle Peneplain")(E.H.Brown,1960).

Les plateaux eux-mêmes ne livrent guère d'éléments déterminants: on note seulement,dans plusieurs carrières situées en position d'interfluve une altération poussée de la roche en place.Au SE d'Ammanford (NG:SN 665 098),par exemple, le front d'une petite carrière expose des lits de mudstones,de houille et de grès massif,superposés.Les grès sont friables,les mudstones passent à des argiles meubles.Cependant,nous n'avons pas repéré de véritable profil d'altération.Ce résultat négatif s'explique par la dissection très poussée du Bassin Houiller,découpant le plateau en interfluves étroits et convexes.La superposition des Grès de Pennant sur les shales sous-jacents facilite le recul des versants et multiplie les conditions propices à des glissements en masse,surtout lorsque le pendage est conforme à la pente.Ce type de matériel est particulièrement défavorable à la conservation de paléosols ou d'arènes.

Il y a donc peu d'espoir de trouver,à l'intérieur même du Bassin,des témoignages de sa genèse.Par contre,il est possible d'en comprendre l'origine en étudiant ses bordures.

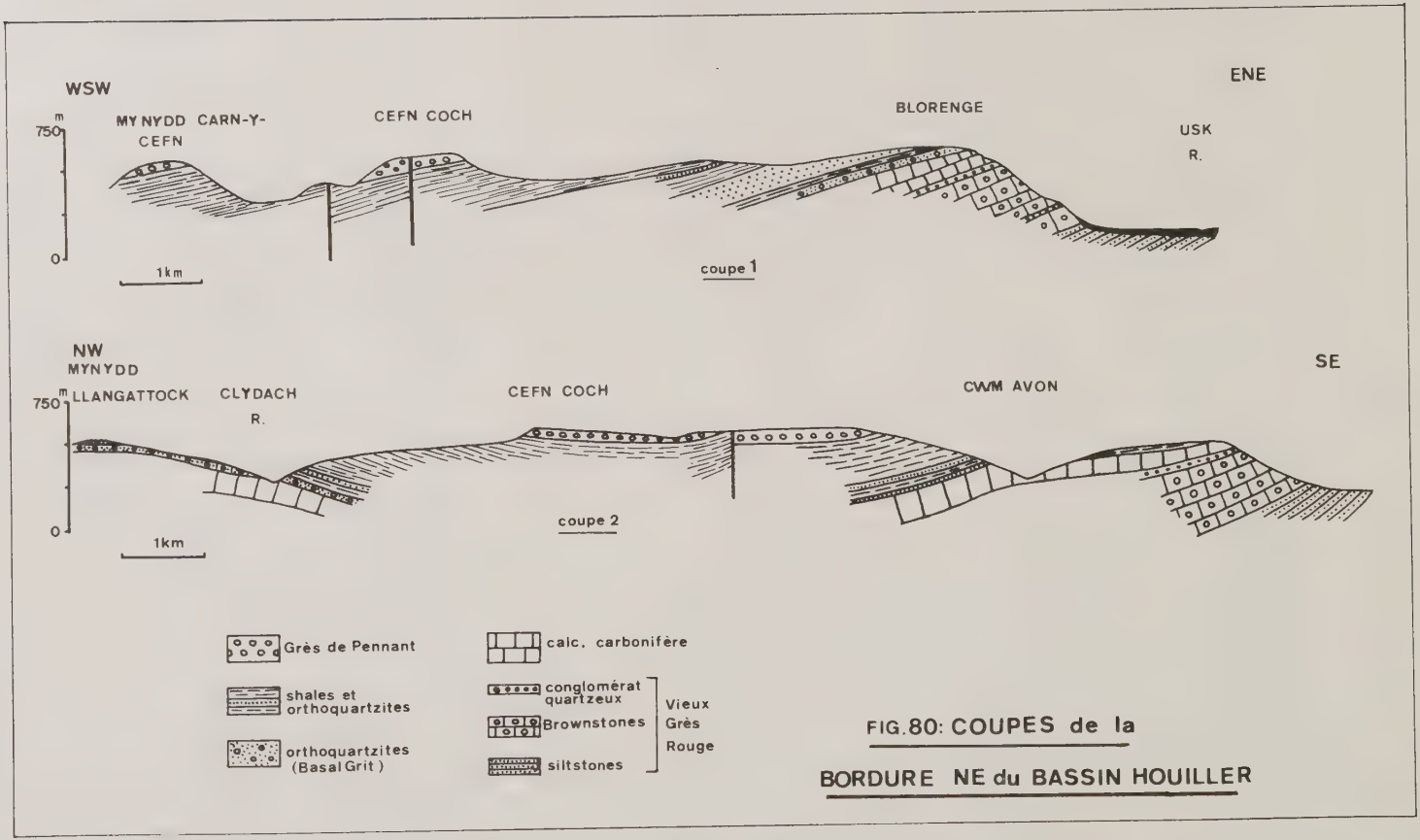


FIG.80: COUPES de la BORDURE NE du BASSIN HOUILLER

Vers le Sud,on a vu que l'escarpement méridional du Bassin dominant le Vale of Glamorgan devait être interprété comme le résultat d'une flexure plus ou moins vigoureuse déformant une *même surface d'érosion,dérivée de la topographie pré-triasique,par petites retouches successives,pendant une très longue période.*

Sur le front septentrional,il faut distinguer plusieurs secteurs:

- *A l'extrêmité NE du Bassin Houiller* (fig.80),le même plateau d'érosion se développe à la fois sur les Grès de Pennant (Mynydd Carn y Cefn,Cefn Coch),sur les "Farewell Rocks"(1) et le Millstone Grit de Blorenge (coupe 1) et sur le Carbonifère inférieur du Mynydd Llangattock (coupe 2).Dans ce secteur,*il n'y a pas de profonde dépression orthoclinale dans les shales des Coal Measures inférieures.*L'érosion différentielle a échancré les affleurements schisteux d'une centaine de mètres au maximum,par rapport aux grès,alors que l'énergie du relief est ici de l'ordre de 500m.Le plateau est vigoureusement incisé par les vallées cataclinales descendant des Mynydd Llangynidr et Llangattock.Seul,la Clydach est orientée parallèlement à la direction des couches: elle suit le tracé d'une flexure déformant les couches du Carbonifère inférieur (coupe 2).

- *Entre Aberdare et Bryn Mawr,* le Bassin Houiller se termine par une série de talus de regard Nord que séparent autant de paliers intermédiaires (fig. 81,coupes 2 et 3).Le contact des Grès de Pennant avec les shales sous-jacents ne se remarque que par une vigueur un peu plus grande du talus,mais plus au Nord,les shales "armés" seulement de minces bancs gréseux donnent les collines du Mynydd Aberdar et de Rhymney Hill.Il n'y a pas,là non plus,de large dépression creusée par l'érosion différentielle dans les shales.Le réseau hydrographique,cataclinal,découpe la bordure du Bassin Houiller en éperons étroits s'abaissant par paliers vers le Nord.

(1) On les appelle ainsi car lorsque les mineurs les atteignaient,ils savaient qu'ils ne trouveraient plus de veines de houille en dessous.Longtemps rattachés au Millstone Grit,ils sont maintenant placés dans les Coal Measures inf.Ce sont des grès quartzitiques généralement moins purs que ceux du Millstone Grit.

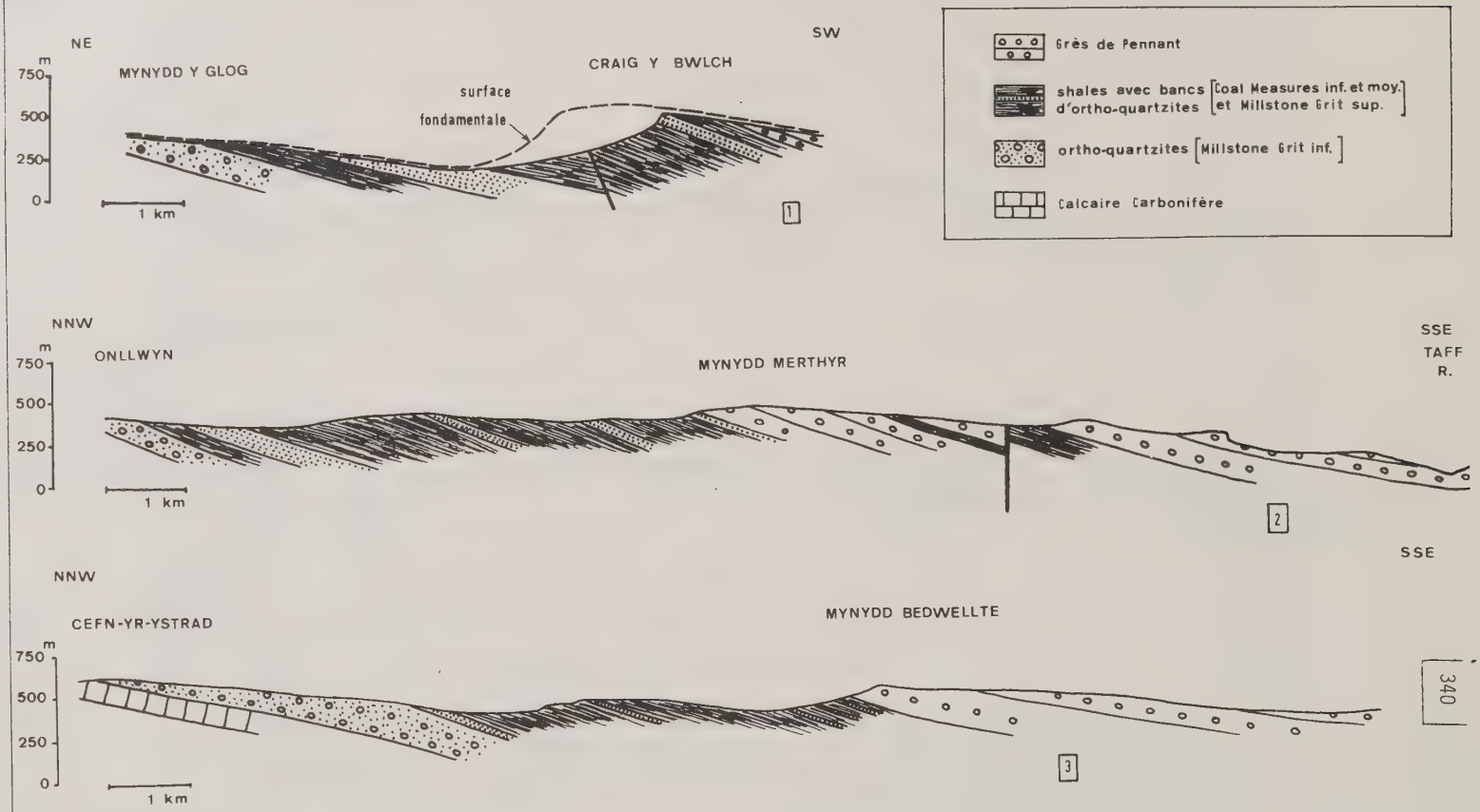


FIG. 81 **Coupes de la Bordure Nord du Bassin Houiller (s.s.)**

- *Entre le Vale of Neath et l'Afon Cynon,* le front septentrional du Bassin Houiller atteint sa plus grande vigueur,sous la forme d'un *escarpement majestueux de près de 300m de commandement* (fig. 81 ,coupe 1),modelé en cirques (Craig y Pant,Craig y Llyn,Craig y Bwlch),formant une zone de partage des eaux d'importance locale entre la Neath,l'Afon Cynon et les rivières descendant vers le Sud.A l'Ouest,le front de l'escarpement suit le contact des Grès de Pennant et des shales sous-jacents,mais vers l'Est,il coïncide avec un simple banc de grès quartzeux interstratifié dans les shales (fig. 81 ,coupe 1).Au pied de l'escarpement,affleurent les grès des Farewell Rocks,généralement résistants dans cette région.Vers le Nord, la surface topographique se relève très doucement jusqu'au Mynydd y Glog où le Millstone Grit est troué de grosses dolines,comme sur le reste des plateaux de ce type qui se rattachent à une même surface d'érosion fondamentale,disloquée à cet endroit par des failles en échelon NNW-SSE.

L'interprétation de la coupe 1 de la figure 81 pose des problèmes délicats: les orthoquartzites du Mynydd y glog sont à moins de 400m,le revers schisteux du Craig y Bwlch est à 500m.Si l'escarpement du Craig y Bwlch était une simple forme d'érosion différentielle,cela impliquerait que la surface du Mynydd y Glog soit plus récente que celle du plateau houiller et qu'elle ait été dégagée aux dépens de celle-ci,par recul de l'escarpement des Coal Measures.Certains auteurs,comme E.H.Brown (1960),ont adopté ce point de vue et considéré que le revers du Craig y Bwlch et du Craig y Llyn se rattachait à une haute surface,le "Haut plateau",la même que celle des sommets de la Fforest Fawr,tandis que les plateaux intermédiaires tronquant calcaire et Millstone Grit appartenaient à un cycle d'érosion ultérieur,celui de la "Pénéplaine Moyenne".

Or,l'étude des modelés et celle des escarpements accidentant ces plateaux

intermédiaires ont montré qu'il n'y avait,dans cette région,*place que pour un seul aplanissement généralisé dont le rajeunissement lent a abouti (cf.*p.635*) à une pénéplaine,par suite du travail sélectif de l'altération chimique.*Cette surface d'altération a été déformée et disloquée par une tectonique récente (fig.72). *Le Mynydd y Glog se rattache à cette surface,*comme les Mynydd Llangynidr et Llangattock ou comme le plateau du Carreg Cadno.

Le revers du Craig y Llyn et,de là,l'ensemble des plateaux du Bassin Houiller,ne correspondent pas à un aplanissement *antérieur* à celui du Mynydd y Glog, *mais contemporain.*On ne comprendrait pas que l'érosion différentielle ait pu mettre en relief des Grès de Pennant plus fragiles,tant à l'altération chimique qu'à la désagrégation mécanique,aux dépens des orthoquartzites du Millstone Grit.

*Il faut donc envisager,au Sud du Mynydd y Glog,une flexure vigoureuse de la surface d'érosion fondamentale.*Cette déformation s'atténue rapidement à l'Est de l'Afon Cynon et,au niveau de la coupe 3 de la figure 81 ,elle fait place à un basculement régulier de la surface fondamentale vers le Sud.

La disposition du réseau hydrographique s'explique remarquablement bien par ce schéma.Il avait été observé depuis longtemps que le réseau était inadapté à la structure hercynienne,à l'exception de la Neath et de la Tawe qui suivent deux accidents majeurs,très anciens par leur origine.Dans le Bassin Houiller,les rivières sont cataclinales mais elles ne suivent pas exactement le tracé des failles méridiennes.A l'Ouest de l'Afon Cynon,elles naissent sur le revers méridional de l'escarpement du Craig y Llyn- Craig y Bwlch,alors qu'à l'Est,elles viennent des Brecon Beacons ou des Mynydd Llangynidr et Llangattock.

Pour expliquer l'inadaptation à la structure hercynienne,Strahan et ses successeurs avaient envisagé une surimposition sur une couverture de craie,hypo-

thèse que les nouvelles données de la paléogéographie régionale ont sérieusement ébranlée.

En fait,tout s'éclaire si l'on admet que *le réseau hydrographique s'est mis en place sur la surface fondamentale en se conformant à ses déformations et dislocations*.Les artères principales sont parfaitement adaptées aux flexures et failles qui ont été mises en évidence (fig.72).Entre le Vale of Neath et l'Afon Cynon,là où la bordure Nord du Bassin Houiller coïncide avec une flexure vigoureuse de la surface fondamentale,aucune rivière transversale n'a pu s'installer et l'escarpement du Craig y Llyn est resté zone de partage des eaux.L'Afon Cynon, né au Nord du Mynydd y Glog,contourne l'escarpement du Craig y Bwlch par l'Est, guidé par une faille WNW-ESE.

L'étude de cette région pose le problème plus général de l'*ancienneté des héritages morphologiques*.Il a déjà été évoqué à propos du secteur du Pwll Byfre où des éléments de la surface de régression fini-viséenne semblent intégrés à la topographie actuelle.La surface fondamentale repérée dans toute cette région s'est *mise en place très tôt et a évolué ensuite pendant une très longue période (du Carbonifère supérieur au Tertiaire) par des retouches successives mineures,sans enlèvement de volume rocheux important*.Le modelé d'altération chimique et l'excavation par l'érosion différentielle de dépressions peu profondes dans les grès friables (Grey Grits du Dévonien supérieur) ou les shales,sont corrélatifs d'un *rajeunissement lent de cette surface fondamentale*.Ensuite,une crise tectonique de grande ampleur a déformé et disloqué cette surface: c'est elle qui a créé le *relief* actuel.

La médiocrité des formes d'érosion différentielle,dans cette région,peut s'expliquer par l'âge récent de la crise tectonique et par la vigueur de l'inci-

sion linéaire au Quaternaire,beaucoup plus rapide que la vitesse d'ablation sur les interfluves.

La conclusion essentielle qui se dégage est que le Bassin Houiller du Sud du Pays-de-Galles n'est pas un synclinorium perché au-dessus des dépressions voisines (Vale of Glamorgan,dépression d'Hirwaun) par le jeu de l'érosion différentielle: *avec ses marges septentrionales,c'est un élément de la surface fondamentale du Pays-de-Galles,porté en altitude par l'action de flexures fonctionnant en inversion tectonique par rapport aux aires de subsidence du Paléozoïque supérieur.*

°°°

3) LES HERITAGES DU QUATERNAIRE DANS LE RELIEF ET LE MODELE.

Ils peuvent être groupés autour de 4 thèmes principaux:

1. La vigueur de l'incision linéaire dans les vallées.
2. La faiblesse de l'abrasion glaciaire sur les interfluves.
3. Le contraste entre l'absence ou la rareté des dépôts glaciaires sur les hauts plateaux et l'abondance des accumulations glaciaires ou fluvio-glaciaires dans les bas pays et certaines vallées.
4. L'importance du modelé périglaciaire sur les versants.

Le premier point a déjà été souligné au cours des paragraphes précédents. Le réseau hydrographique s'est mis en place conformément au relief issu de la crise tectonique qui a flexuré et disloqué la surface fondamentale repérée dans toute cette région.Selon l'importance du soulèvement,*l'incision a été de l'ordre de 200 à 500m.*Il serait intéressant de reconstituer les étapes du creusement.Malheureusement,on manque ici de données.Les épandages caillouteux des vallées,différenciés sur les cartes géologiques en "Sand and Gravel" et "Boulder Clay",selon la vieille distinction des premiers observateurs du Geological Survey,sont généralement des formations fluvio-glaciaires ou périglaciaires appartenant à une seule phase froide. Nulle part on ne voit la superposition de formations d'âge différent.

Lors du maximum d'incision,la pente longitudinale des principales rivières du Bassin Houiller central et oriental (Ely,Taff,Rhymney) était plus forte que l'actuelle,puisqu'au large de la côte de Cardiff,le plancher rocheux des vallées fossiles descend à -15m et que divers indices suggèrent un niveau marin correspondant à -23m (Anderson et Blundell,1965).Dans ce secteur,il s'agit de vallées fossiles fluviatiles.Au contraire,plus à l'Ouest,les vallées de la Neath et de la Tawe

ont un *plancher rocheux surcreusé en ombilics par les glaces*.Le surcreusement maximum atteint -59m pour la Tawe et -158m pour la Neath.Les ombilics se terminent à l'aval par une contre-pente.Ils se localisent au niveau d'affleurements de shales (Saadi et Brooks,1973).Ces deux vallées ont donc canalisé les glaces descendues de la Black Mountain et de la Fforest Fawr.Nettement en amont des ombilics les plus profonds,des moraines frontales barrent les deux vallées; les plus belles sont celles de Glais Clydach sur la Tawe et d'Aberdulais sur la Neath.Elles sont probablement contemporaines d'une réavancée glaciaire,car leur profil dissymétrique,avec un versant raide tourné vers l'aval,les fait interpréter comme des moraines de poussée, dans un matériel déjà façonné par les eaux: les galets et blocs de Vieux Grès Rouge et de Millstone Grit sont bien roulés,tout en portant fréquemment de belles stries.

°°°

Le deuxième point doit être justifié car il contredit l'opinion qui veut que cette région ait été intensément rabotée par les glaces,au moins une fois (cf.Bowen,1970).

L'englacement de cette partie du Pays-de-Galles n'est pas contestable: des travaux anciens,souvent remarquables pour leur époque,tel celui de J.W.David (1883),ont décrit depuis près d'un siècle des roches moutonnées et striées sur certains affleurements de Millstone Grit.Lors du levé de la nouvelle carte géologique ("New Series"),les géologues du Geological Survey (Strahan,Cantrill...) s'étaient efforcés de repérer systématiquement tous les indices de passage des glaces.Il en résulte que la lecture des cartes,celles d'Abergavenny ou de Merthyr

Tydfil,en particulier,donne l'impression d'une vigoureuse abrasion glaciaire.

Sur le terrain,on voit effectivement que les orthoquartzites namuriens ont été souvent parfaitement polis sur le revers des corniches rocheuses.Le Gwaen Cefn y Garreg,au Sud du Fan Fawr (fig.75) expose des dalles de roche nue,extraordinairement lisses et douces au toucher,parfois façonnées en cannelures.De loin ces dalles forment des taches de lumière au milieu de la lande de bruyères.Elles apparaissent nettement sur les photos aériennes.Sur la retombé méridionale du Grand Escarpement du Sud Galles,les affleurements de calcaire carbonifère portent quelques erratiques de Vieux Grès Rouge isolés sur les tables de lapiés.En contrebas de celles-ci,les fragments de Vieux Grès Rouge sont emballés dans une abondante matrice sablo-limoneuse perméable,visible sur les parois des dolines.Au Sud du Fan Gihirych,les blocs de Vieux Grès Rouge forment des coulées étalées dans les dépressions.Par contre,sur les buttes calcaires,ils sont absents et les pentes sont hérissées de fragments anguleux de calcaire.

Cette répartition des erratiques de Vieux Grès Rouge montre que l'épaisseur de la glace devait être modeste et que son écoulement était étroitement tributaire des irrégularités du relief antérieur.

Stries,roches polies ou moutonnées,erratiques,indiquent à l'évidence que ces surfaces gréseuses ont été recouvertes par les glaces,à un moment donné. *Impliquent-ils,néanmoins,une forte abrasion glaciaire?*Toutes les observations de terrain permettent de répondre par la négative.Dans les abords immédiats des stries ou roches polies,des formations meubles d'altération pré-glaciaire ont été conservées.Certaines corniches gréseuses n'ont pas sensiblement reculé depuis l'apparition à leur pied de grosses dolines.

Tout s'inscrit dans un schéma de *permanence remarquable du modelé préglaciaire,sur ces interfluves gréseux*,Des arènes sableuse mais aussi des altéri-

tes argilo-limoneuses comme celles du Pwll Byfre,n'ont pas été déblayées.Sur le plateau de Llangynidr,où des stries ont pourtant été repérées,le modelé antérieur est conservé presque intact.

On ne peut donc déduire de l'existence de stries ou de polissages sur des grès-quartzites une abrasion glaciaire notable.L'acquisition de ces marques d'usure paraît très aisée lorsque le grain est fin.Ensuite,elles se maintiennent longtemps,du fait de la résistance de ces roches,et peuvent donc faire illusion sur l'efficacité réelle de l'abrasion glaciaire.

°.°

Le troisième point confirme le deuxième: dans de nombreux secteurs,comme le plateau de Llangynidr,la rareté ou même l'absence d'erratiques d'origine glaciaire sur les interfluves et plateaux de cette région permettent de *douter de l'existence,même momentanée,d'un inlandsis épais et mobile au Quaternaire.*

Les glaces ont été canalisées dans les vallées préexistantes qu'elles ont parfois modelées en ombilics.Elles ont rarement débordé sur les interfluves, à l'exception de quelques zones relativement déprimées ayant permis une transfluence.C'est ainsi que les glaces de la Taf Fechan ont débordé dans la vallée de Rhymney.Ailleurs,dans des dépressions ou des bassins intérieurs,les glaces ont stagné,laissant sur place des eskers ou des kettle-holes (bassin de Caerphilly).Les drumlins sont rares (secteur d'Hirwaun,par exemple) et toujours de petite taille.

Les formations allochtones,dérivées des Brownstones,qui recouvrent partiellement les affleurements calcaires,au Sud des sommets de la Fforest Fawr ou de la Black Mountain orientale ont été attribuées à un transport glaciaire.A la fin du siècle dernier,les premiers observateurs considéraient que le *drift* était d'origine glaciaire,quelque soit l'allure du matériel.Au fur et à mesure qu'on s'éloignait de la zone d'alimentation glaciaire,on passait de la *"Boulder Clay"* mal triée,anguleuse,aux *"Sand and Gravel"*,à éléments émoussés et stratifiés.

En fait,le "drift" a fréquemment une origine plus ancienne: au Sud du Fan Fawr,par exemple,en aval des affleurements gréseux,le vaste glacis calcaire criblé de petites dolines de dissolution est recouvert partiellement d'un matériel très hétérogène,à galets subémoussés,enrobés dans une matrice argilo-sableuse abondante.Le tout provient du Vieux Grès Rouge,mais les quelques analyses granulométriques et minéralogiques que nous avons faites montrent qu'il ne résulte pas d'une simple désagrégation granulaire de la roche saine: *il a été nourri à partir de sols ou d'altérites dérivés des grès Brownstones*.Le pourcentage d'éléments fins de moins de 20 microns atteint 30 à 40% selon les échantillons; la kaolinite est présente à côté de l'illite et de la chlorite; les fragments gréseux sont toujours très altérés.

L'agent de transport avait une forte compétence mais aucun pouvoir de triage.Ces formations allochtones se sont répandues sur le calcaire en contournant les reliefs préexistants.On peut se demander si une partie au moins de ce matériel n'avait pas été déposée *avant* l'installation des glaces.Après son dépôt,il a subi une évolution de type podzolique qui a altéré ses caractéristiques initiales.

Dans les vallées,les accumulations fluvio-glaciaires sont abondantes.A l'Est de la Neath,il faut distinguer:

I°) celles nées sur le revers Sud de l'escarpement de Grès de Pennant,telles que les Rhondda Fawr et Fach où le matériel est strictement local et souvent difficile à distinguer des simples dépôts de pente périglaciaires.

2°) celles nées sur le revers des hauts sommets des Brecon Beacons (Taf Fawr,Taf Fechan en particulier) qui ont canalisé de véritables langues glaciaires.L'étude précise des accumulations morainiques des vallées du Bassin Houiller oriental et central est faite dans les mémoires géologiques régionaux.Partout,dans ces vallées de l'intérieur des plateaux,on ne trouve la trace que d'*une seule glaciation*.C'est le *"Newer Drift"* des auteurs britanniques,placé dans le Devensien supérieur (voir 3ème Partie,p. 658).

Au contraire,dans les bas pays proches (Vale of Glamorgan,Monmoutshire méridional,moyenne vallée de la Wye),on peut reconnaître deux épisodes glaciaires. Lors du premier,les glaces venaient du bassin de la mer d'Irlande,en contournant le Pembrokeshire.Le second,probablement fini-devensien,correspond à une glaciation uniquement régionale,avec des langues de glace descendant des hauts plateaux septentrionaux (cf.Bowen,I970 et I973).Dans ces bas pays,les accumulations glaciaires ou fluvio-glaciaires sont très abondantes et variées,mais on manque de bonnes coupes pour établir une chronostratigraphie précise.

Au total,le bilan des glaciations dans le Bassin Houiller et ses marges septentrionales et méridionales apparaît étonnamment mince. En dehors des cirques glaciaires des Brecon Beacons et de la Fforest Fawr (C.A.Lewis,I966 et I970),l'abrasion glaciaire s'est concentrée dans les vallées les mieux alimentées.Sur les interfluves,elle s'est limitée à quelques "éraflures",incapable de nettoyer le substrat rocheux de ses formations meubles superficielles.

°.°

Le quatrième point,l'*importance du modelé périglaciaire*,est la conséquence logique de ce qui précède: même pendant les périodes les plus froides,il n'y a jamais eu de calotte de glace épaisse et mobile sur les plateaux de cette région.A part quelques exceptions,comme les parois d'anciens cirques,les versants ont évolué en régime périglaciaire.

Le modelé des versants est déterminé essentiellement par la nature des formations superficielles et dépôts de pente.*En roches gréseuses*,ceux-ci diffèrent beaucoup d'un faciès à l'autre.Il n'est pas toujours aisé de faire la part de la gélifraction et des autres processus de fragmentation dans leur genèse.Par contre,leur *mobilisation sur les versants* doit être généralement attribuée à des climats plus froids que l'actuel.

Les orthoquartzites du Millstone Grit donnent d'énormes blocs dont la taille peut atteindre plusieurs m3.Les plus gros s'entassent au pied même des corniches (fig.74),tandis que des coulées de blocailles s'allongent selon la ligne de plus grande pente,sur les versants plus doux.Lorsque la couverture forestière était présente,les racines des arbres ont pu contribuer à l'élargissement des fissures et au déchaussement des blocs sur le rebord des corniches.Cependant, en raison de la minceur des sols sur ces grès,la gélifraction s'y excerçait dans des conditions optimum lors des périodes froides du Quaternaire et a exploité la fissuration en grand de ces roches.Il semble donc justifié d'attribuer l'essentiel de ces gros éboulis et leur mobilisation,aux processus périglaciaires.

Les Brownstones donnent des formations plus ou moins riches en matrice fine (fig.82).Sur le Fan Fawr (SN 970 I94),la roche passe à une pierraille de fragments anguleux,très aplatis,dans une matrice peu abondante.Sur le Cefn Cyff ou le Bryn Teg (SN 029 220),le matériel est très hétérométrique,dans une matrice sableuse.Sur le front WNW du Fan Gihirych (SN 880 192),les fragments anguleux

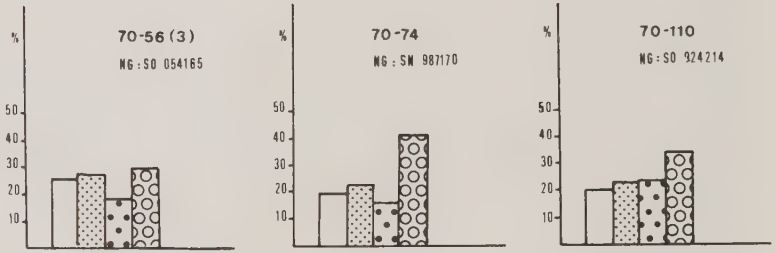


Fig. 82 : Histogrammes granulométriques de trois échantillons prélevés à la base de profils d'altération sur grès fins du Vieux Grès Rouge

argiles ($< 2\mu$)
limons fins (de 2 à 20 μ)
limons grossiers (de 20 à 50 μ)
sables (plus de 50 μ)

sont noyés dans une abondante matrice argilo-sableuse.

L'analyse granulométrique de la matrice fine de ces formations de pente indique que *la désagrégation granulaire des grès a libéré la fraction sableuse sans en modifier les caractéristiques* (médiane,bon classement éventuel).Dans la fraction argileuse,les minéraux directement hérités de la roche-mère (illite, chlorite) sont associés à de la vermiculite et de l'hydrobiotite,probablement formées par altération des biotites.L'apparition de ces minéraux argileux a dû préparer la désagrégation granulaire de la roche,car ce sont des phyllosilicates fortement gonflants.Elle exclut un climat trop froid et a pu débuter avant les périodes glaciaires et se poursuivre jusqu'à nos jours.

La fourniture des gros fragments anguleux,résultant de l'exploitation des fissures et joints de stratification a dû être accélérée par la gélifraction.

Les grès Brownstones donnent deux types principaux de versants:

1°) des versants rectilignes à pente forte,ou *versants "réglés"*.La pente est d'environ 30°.Ils sont associés à des débris anguleux de taille relativement uniforme,emballés dans une matrice réduite.Ils correspondent à une sédimentation assez homogène.C'est le cas du front Nord du Cribin où le profil est accidenté, dans le détail,de petites marches d'escalier où la roche est à nu.Au Nord du Fan Nedd,près de la route d'Heol Senni à Ystradfellte (SN 924 I98),des versants rectilignes de 30 à 32° sont tapissés d'un matériel anguleux masquant les irrégularités du soubassement rocheux.De petites corniches rocheuses discontinues rompent çà et là la régularité du versant.De gros blocs de grès,posés à plat,parsèment la pente.

2°) *des versants de solifluxion*.Contrairement aux cas précédents,le matériel a glissé sur la pente à l'état solifluidal.Il contient une *fraction fine limono-argileuse abondante*.Tous les grès ne sont donc pas susceptibles d'évoluer de cet-

te manière.Trois types peuvent être distingués:

- *Les versants à loupes de glissement*.Le front WNW du Fan Gihirych en est le modèle (SN 880 192).Le versant se décompose en secteurs de pente faible (5 à 6°) séparés par des talus dont la pente maximum atteint 17 à 18°.En plan,les paliers dessinent des lobes convexes vers l'aval,disposés irrégulièrement le long du versant.Actuellement,l'ensemble est incisé par de profonds ravins entaillant un matériel hétérométrique.

-*Les versants à replats de solifluxion*.Ils correspondent à une sédimentation cyclique faisant alterner siltstones et grès plus ou moins gélifs.Deux des meilleurs exemples se trouvent sur les versants Nord du Fan Nedd (SN 9I5 I90)(fig.83) et du Pant y Creigiau (SO 055 I65)(fig.84).C.A.Lewis les a interprétés comme de véritables terrasses d'altiplanation,par analogie avec les formes décrites dans le Devon par A.Guilcher (A.Guilcher,1950; C.A.Lewis,I966).

-*Les versants à large concavité basale*.Il faut une épaisse accumulation de dépôts de pente au bas du versant.Ainsi,dans la vallée du Caerfanell (SO 065 169), le versant Sud porte-t-il au moins 10m de matériel anguleux très hétérométrique, avec une matrice fine abondante.Une stratification grossière est ébauchée,mais elle disparaît localement pour faire place à un amas informe de gros blocs.Actuellement,ces dépôts de solifluxion sont entaillés en terrasse par la rivière.

Les Grès de Pennant,toujours très fissiles,portent une pierraille anguleuse constituée de dalles ou de plaquettes de plus en plus minces vers le haut,associée à une matrice sableuse ocre ou grise,peu abondante.Sur les versants,les fragments anguleux ont leur grand axe parallèle à la ligne de plus grande pente.Le profil le plus fréquemment observé juxtapose une convexité sommitale et une longue pente rectiligne faiblement ou moyennement inclinée (7 à 12°).Le Mynydd y Glyn,près de Pontypridd,en est un bon exemple.

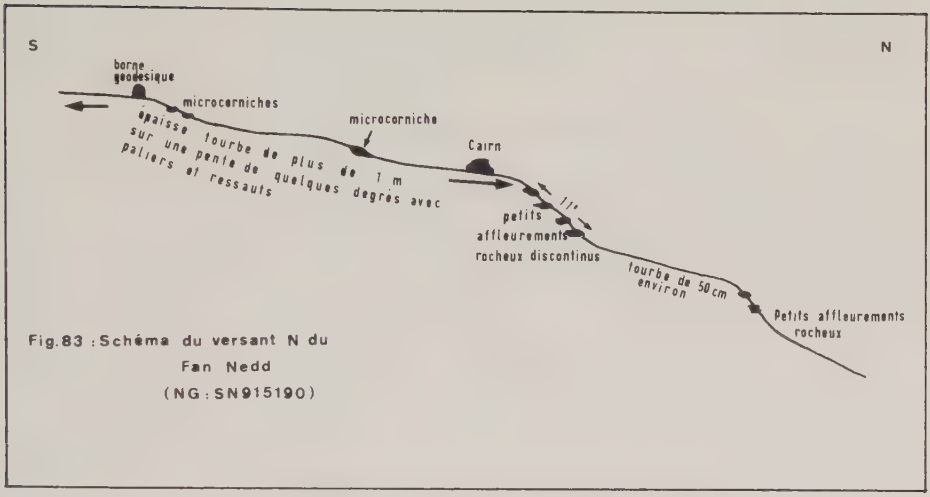
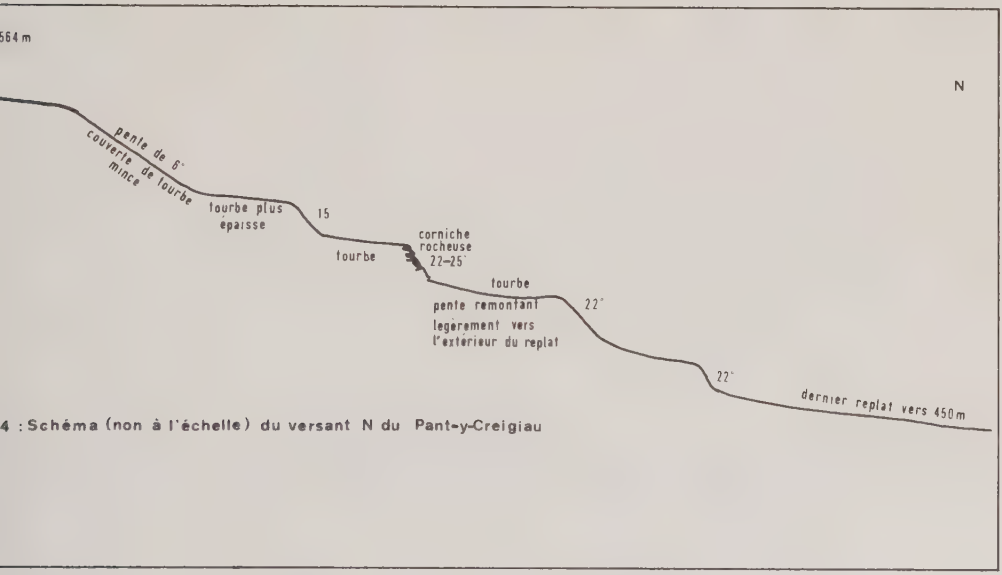


Fig.83 : Schéma du versant N du
Fan Nedd
(NG : SN915190)



4 : Schéma (non à l'échelle) du versant N du Pant-y-Creigiau

Les vallées du Bassin Houiller,profondément incisées dans les Grès de Pennant et les shales sous-jacents exposent d'imposantes corniches subverticales, comme dans le secteur amont de Rhondda Fawr.Beaucoup sont la cicatrice de glissements en masse ou d'éboulements dus à la convergence de deux facteurs: la superposition de grès fissiles sur des shales et la vigueur de l'incision linéaire.

Les formes et formations associées à ces processus brutaux ont été décrites ailleurs (A.Woodland et W.Evans,1964,p.278-280; H.Squirrell et R.Downing, 1969,P.226-227).Ces formations de versant sont généralement postérieures aux accumulations fluvio-glaciaires des fonds de vallée,car elles les recouvrent.Certains hivers,des coulées de solifluxion sont encore actives,entraînant sols et couverture végétale.Malgré la brutalité des processus,les vallées du Bassin Houiller sont restées très étroites,sauf dans les dépressions synclinales de Gelligaer et de Caerphilly.L'incision linéaire a donc été aussi rapide que le recul des versants: c'est l'approfondissement des talwegs,dans les shales,qui conditionne le déclenchement des glissements et coulées.

En roches gréseuses,même si le profil du versant a été sensiblement modifié par les processus périglaciaires,cela *n'implique pas un recul important:* le tracé des grands escarpements de Vieux Grès Rouge (Brownstones et Plateau Beds) est très proche de celui créé par la tectonique.Dans les Plateau Beds,les versants réglés sont très raides: front Nord et NE des Bannau Brycheiniog ou des Brecon Beacons,flancs de la crête du Cefn Cûl,par exemple.Par contre,ceux qui ont été modelés par la solifluxion en loupes de glissement ou en terrasses d'altiplanation se sont sensiblement abaissés.

Les versants calcaires sont généralement dominés par une corniche rocheuse.Au Daren Fach (SO 020 105),au-dessus de la Taf Fawr,la pente atteint 35° sous la corniche et porte un mince tapis d'éboulis anguleux,cimentés localement en brèches par du carbonate de calcium.Fréquemment,le versant se décompose en une *série de paliers structuraux modelés en tables de lapiés dégradés par la gélivation* : par exemple,à l'Ouest du Mynydd y Garn,sur le Cader Fawr ou le Cefn y Gareg (fig. 76).A Blaen Onnen,sur le rebord Nord du plateau de Llangynidr (SO 155 169),des tables de lapiés étagées,analogues aux précédentes ont été fossilisées par un matériel argileux,à kaolinite dominante,du même type que celui de Trefil.Une carrière en cours d'exploitation permet de voir que les lapiés sont intacts,sans aucun signe de gélivation.Il semble donc que ce type de versant,à paliers étagés,se soit mis en place sous un climat encore chaud,avant l'épisode rhexistasique qui a balayé les sols des plateaux.Là où elles n'étaient pas protégées,les karrentische n'ont subi que des retouches modestes,lors des périodes froides: le quadrillage des anciens chenaux de dissolution,guidé par le réseau de fissures est encore nettement visible.*Cela témoigne des limites de la corrosion du calcaire nu,sous les climats froids océaniques* (1).

Au contraire,là où le calcaire était recouvert d'un matériel plus sableux, assez perméable,comme au Sud du Fan Fawr ou sur le plateau de Pant Mawr,il a subi une corrosion superficielle plus rapide,sous la forme de multiples petites dolines. Ces dernières continuent souvent à s'approfondir et il est difficile de faire la part de l'actuel et des climats plus froids.*Au total,cependant,la tranche de calcaire dissoute,depuis la surface fondamentale de la région,est mince.*

---

(1) Ces conclusions rejoignent celles de divers travaux récents (cf.C.Drogue et R.Plegat,1971,B.A.G.F.,n° 389-390,p.235-237) qui insistent sur le rôle essentiel du CO_2 d'origine biologique des sols,comme source principale du gaz carbonique des eaux.Or,celle-ci est évidemment très réduite en milieu périglaciaire.

Finalement,en dehors du fait majeur que constitue l'incision des vallées, les retouches que le Quaternaire a apportées au relief et au modelé de cette région apparaissent bien médiocres.*Dans ses grandes lignes comme dans son agencement de détail,le relief était définitivement en place.Quant au modelé,c'est sur les versants gréseux que les modifications ont été les plus profondes.*Les corniches calcaires étaient pratiquement immunisées contre la dissolution superficielle et ont généralement bien résisté à la gélifraction.Sur les interfluves,par contre,les retouches ont été comparativement plus importantes sur les calcaires que sur les grès,sans que l'on puisse cependant envisager une corrosion superficielle très rapide.

On s'étonnera peut-être que la tourbe n'ait pas été davantage citée.Elle n'est présente que là où le drainage est mauvais et ne constitue jamais une couverture continue,comme en Irlande septentrionale,par exemple (cf.A.Reffay,1973).On la trouve sur les surfaces structurales très planes des Plateau Beds,dans les dépressions créées par l'altération différentielle sur les Grès Brownstones et sur le Basal Grit,sur les affleurements de Grey Grits généralement surcreusés aux dépens des calcaires,ainsi que dans les dépressions calcaires criblées de dolines, en contrebas des tables de lapiés où la roche est toujours à nu.

Cette tourbe n'est jamais très épaisse.Sur les versants,elle n'apparaît qu'au niveau des replats et ne dépasse pas quelques décimètres d'épaisseur.Dans les creux les plus mal drainés,elle peut atteindre plusieurs mètres,mais en formations toujours très localisées,par exemple au pied du Cerrig Gleisiad.Son rôle morphologique est limité: il est rare qu'elle repose directement sur le substrat rocheux. Généralement,elle recouvre des formations d'altération (cas des dépressions gréseuses) ou du matériel allochtone (cas des affleurements calcaires au Sud de la Fforest Fawr orientale,par exemple).Les phénomènes d'altération de la roche,sous

la tourbe,sont rares et n'intéressent tout au plus qu'une mince pellicule de quelques centimètres d'épaisseur.Ils sont sans commune mesure avec les altérations profondes prê-quaternaires désagrégeant la roche sur plus de 10m d'épaisseur,dans certains cas.

°.°

Cette région du Bassin Houiller et de ses marges septentrionales apparaît exemplaire,dans l'ensemble gallois,car elle réunit sous une forme particulièrement développée la plupart de ses caractéristiques morphologiques majeures:

- *Modelé des interfluves hérité d'une très longue évolution,essentiellement continentale,sous climat chaud plus ou moins humide,dans le cadre d'un équilibre morphogénétique entre ablation et tectonique.*Le volume rocheux enlevé depuis le Carbonifère supérieur apparaît singulièrement modeste.

- *Grands accidents du relief nés d'une tectonique de flexures,au Néogène.*Celle-ci est trop récente pour que l'érosion différentielle ait eu le temps de modifier sensiblement le cadre topographique ainsi créé.

- *Modestie des retouches apportées au Quaternaire.*Le fait le plus important de cette période n'est pas constitué par les glaciations: il concerne *l'incision des vallées,*amorcée probablement dès le début du Quaternaire,en s'adaptant au relief né de la tectonique néogène.

c) LA FOREST OF DEAN ET LE SUD-EST DU MONMOUTHSHIRE (1).

1. PRESENTATION D'ENSEMBLE.

Cette région fait partie intégrante du Massif Gallois,bien que située à cheval sur le Pays-de-Galles (Monmouthshire) et l'Angleterre (Gloucestershire, Herefordshire).C'est un ensemble de plateaux et de collines culminant vers 270-300m à l'Ouest et au NW,où de vigoureux escarpements dominent les basses terres vallonnées des environs d'Usk,Raglan et Monmouth à l'Ouest,et les bordures du Vale of Gloucester à l'Est.Par contre,les altitudes s'abaissent rapidement vers l'estuaire de la Severn,au Sud et SE (fig. 85).Au NE,la colline de May Hill prolonge les hauteurs de la Forest of dean,au delà d'une dépression accidentée.

La Wye,après avoir quitté les plateaux gallois en aval de Hay-on-Wye et coulé au milieu des collines du Hereford,s'encaisse curieusement dans les plateaux de la Forest of Dean.Elle y décrit de magnifiques méandres jalonnés par des sites touristiques renommés,tels les "Symonds Yat Rocks" ou le site de l'abbaye de Tintern.

L'un des intérêts morphologiques de cette région est qu'elle permet d'éclaircir les rapports entre la topographie prê-triasique et les aplanissements tertiaires.

Sur le plan structural,il s'agit d'un *socle plastique* formé de sédiments du Paléozoïque supérieur,bordé au Sud et SE par des lambeaux de la couverture mé-

(1) Cartes topographiques à 1/63 360 : n° 155 et 142
à 1/25 000 : ST 38-39-48-49-58-59
SO 40-41-50-51-60-61

Cartes géologiques à 1/63 360 : n° 233-234-250

sozoïque.Les phases de plissement se sont succédé du Dévonien moyen au Carbonifère supérieur,créant plusieurs discordances stratigraphiques dont deux majeures, à la base du Dévonien supérieur et des Coal Measures supérieures,seules présentes ici (Welch et Trotter,1961,p89).

Le bilan de cette tectonique hercynienne (1) est un synclinorium dissymétrique affectant les Coal Measures,superposé à des plis plus serrés dans le Dévonien et le Carbonifère inférieur (fig.86).Le flanc oriental est toujours beaucoup plus raide que l'autre.

Le matériel paléozoïque est très semblable à celui du Bassin Houiller et de ses bordures.Il comprend le Vieux Grès Rouge,le Calcaire Carbonifère et les Coal Measures.

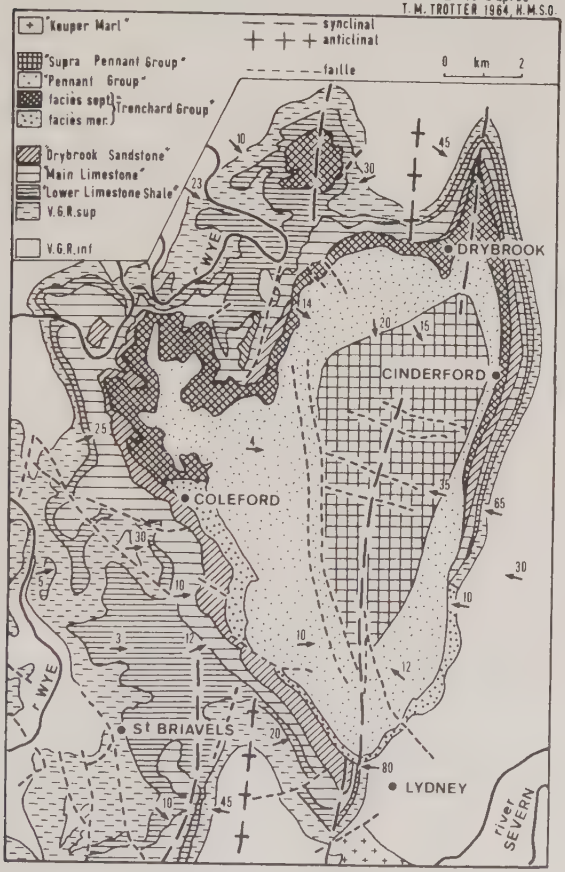
Le Vieux Grès Rouge inférieur correspond à la superposition suivante,de haut en bas:

- Les "Brownstones",essentiellement gréseux,avec des niveaux de siltstones répétés périodiquement (Allen,1971,fig.3).Les grès,de type *subgrauwacke*,sont pauvres en feldspaths (microcline essentiellement) et contiennent un peu de muscovite et de chlorite.
- Le "St Maughan's Group",où prédominent les siltstones (Allen,1971,fig.2).
- Le "Raglan Marl Group",formé principalement de mudstones résistants mécaniquement mais se débitant aisément en dalles.Ils sont formés de biotites et de grains de quartz anguleux pouvant atteindre 0,12mm de long,dans une matrice argileuse où la kaolinite est dominante,associée à de l'illite et à de minuscules amas d'hématite (F.Welch et F.Trotter,1961).

---

(1) Les mouvements tectoniques du Dévonien moyen appartiennent en fait au cycle orogénique calédonien.

FIG.86 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA FOREST OF DEAN d'après T. M. TROTTER 1964, H.M.S.O.



Le Vieux Grès Rouge supérieur,discordant sur le précédent,se compose des Grès de Tintern surmontant des conglomérats quartzeux.Les Grès de Tintern sont des subgrauwackes très proches des Brownstones par leurs caractères sédimentologiques et pétrographiques,quoique de couleur plus claire ou verdâtre.

Le Calcaire Carbonifère de la Forest of Dean comprend de haut en bas:

- Les Grès de Drybrook inférieurs,
- les Calcaires de Drybrook qui s'épaississent considérablement du NE au SW,passant de 3m à plus de 100m,
- les Grès de Drybrook inférieurs,
- le Calcaire de Whitehead,très fin,de type micrite,
- le Calcaire de Crease,oolithique,
- la Dolomite inférieure,épaisse d'une centaine de mètres,à grains très fins,
- les "Lower Limestone Shales",épais d'une cinquantaine de mètres.

Les Grès de Drybrook sont des grès siliceux plus ou moins impurs,formés généralement de grains moyens ou grossiers,bien arrondis,avec quelques dragées de quartz.Ils atteignent plus de 100m au Nord de la Forest of Dean mais s'amincissent vers le Sud et le SW (5 à 6m près de Caerwent).

La dolomitisation des calcaires modifie de façon complexe leur porosité. Si le processus se fait molécule par molécule,il provoque une contraction théorique de volume de 12 à 13% qui accroit la porosité de 10% ou plus.Mais *au-dessus de 80% de dolomite,la porosité baisse à nouveau en même temps que la perméabilité.* Avec 95% de dolomite,la roche est imperméable (Powers,1962; J.Harbaugh,1967) (fig.87).

En Forest of Dean,les cas où le pourcentage de dolomite dépasse 80% sont relativement fréquents (1).La dolomitisation complète détruit la structure initiale de la roche et crée une mosaïque de cristaux rhomboédriques dont la décimenta-

(1) La composition chimique de la dolomie pure est: MgO:21,9% CaO: 30,4% CO: 47,7% ce qui donne environ 45% de $MgCO_3$ (Pettijohn,1957,p.428).

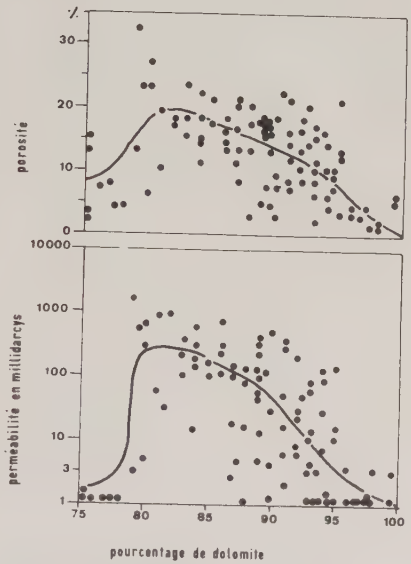


fig 87 RELATION ENTRE LA POROSITE ET LA PERMEABILITE, ET LE POURCENTAGE DE DOLOMITE (CALCULEE SUR DES ROCHES JURASSIQUES D'ARABIE, CONTENANT PLUS DE 75% DE DOLOMITE, D'APRES POWERS, 1962, BUL. AM. ASSOC. PETROL. GEOLOGISTS)

tion peut aboutir à une véritable arénisation (infra p.385).

Les Coal Measures supérieures sont constituées de trois formations:

- au sommet,le "Supra Pennant Group" est surtout schisteux (shales houillers).
- en-dessous,le "Pennant Group" est formé de grès en bancs massifs,épais de 1 à 2,5m,avec une stratification oblique,analogues à ceux du Bassin Houiller.Ce sont des *subgrauwackes peu feldspathiques*.Ils sont constitués en moyenne de 60% de quartz subanguleux,bien classés,de 30% de fragments de roches,de 8% de feldspaths.Le reste correspond à des oxydes de fer et à de la matière organique.
- à la base,le "Trenchard Group" est formé de conglomérats,d'orthoquartzites et de shales.ces derniers sont assez importants au Nord,alors qu'au Sud, les grès dominent.

Le style tectonique et la variété lithologique ont favorisé le *dégagement de belles formes structurales* qui ont été reportées sur la carte de la figure 85. Malgré cette apparente simplicité,l'interprétation morphologique de l'ensemble de la Forest of Dean n'est pas évidente: la solution la plus logique serait d'y voir un synclinorium perché au-dessus des régions voisines,par suite du travail de l'érosion différentielle. Vers l'Ouest,une double ligne d'escarpements monoclinaux coiffés,respectivement,de conglomérats quartzeux et de Grès Brownstones ont bien cette origine (coupes 1,2,9,10).Le tracé d'ensemble du crêt des Brownstones,décrivant une large courbe concave avec un rebroussement vers l'Ouest,au Nord de Monmouth,est dû à l'existence de l'anticlinal d'Usk où affleure le Silurien.

Vers le Nord,les choses sont moins simples: le conglomérat quartzeux ne donne plus de crêt continu.A l'Est de Monmouth,il se dédouble (coupe 16).Au Great Dovard,il affleure au bas du versant,en contrebas du calcaire carbonifère (coupe 15).A l'Ouest de Drybrook,il est également à mi-versant (coupe 19).Il conserve cette position tout le long du flanc oriental de la Forest of Dean (coupes 20, 21,22 et 23).Or,il n'y a pas de différence pétrographique ou structurale sensible dans ce secteur et là où le conglomérat coiffe les crêts occidentaux.

Il semble donc que l'origine du front septentrional et oriental de la Forest of Dean ne soit pas la même que celle du front occidental: si,vers l'Ouest, les escarpements marginaux semblent bien résulter du travail de l'érosion différentielle,à l'Est et au Nord,l'individualisation topographique de la Forest of Dean paraît avoir une origine plus complexe.

°.°

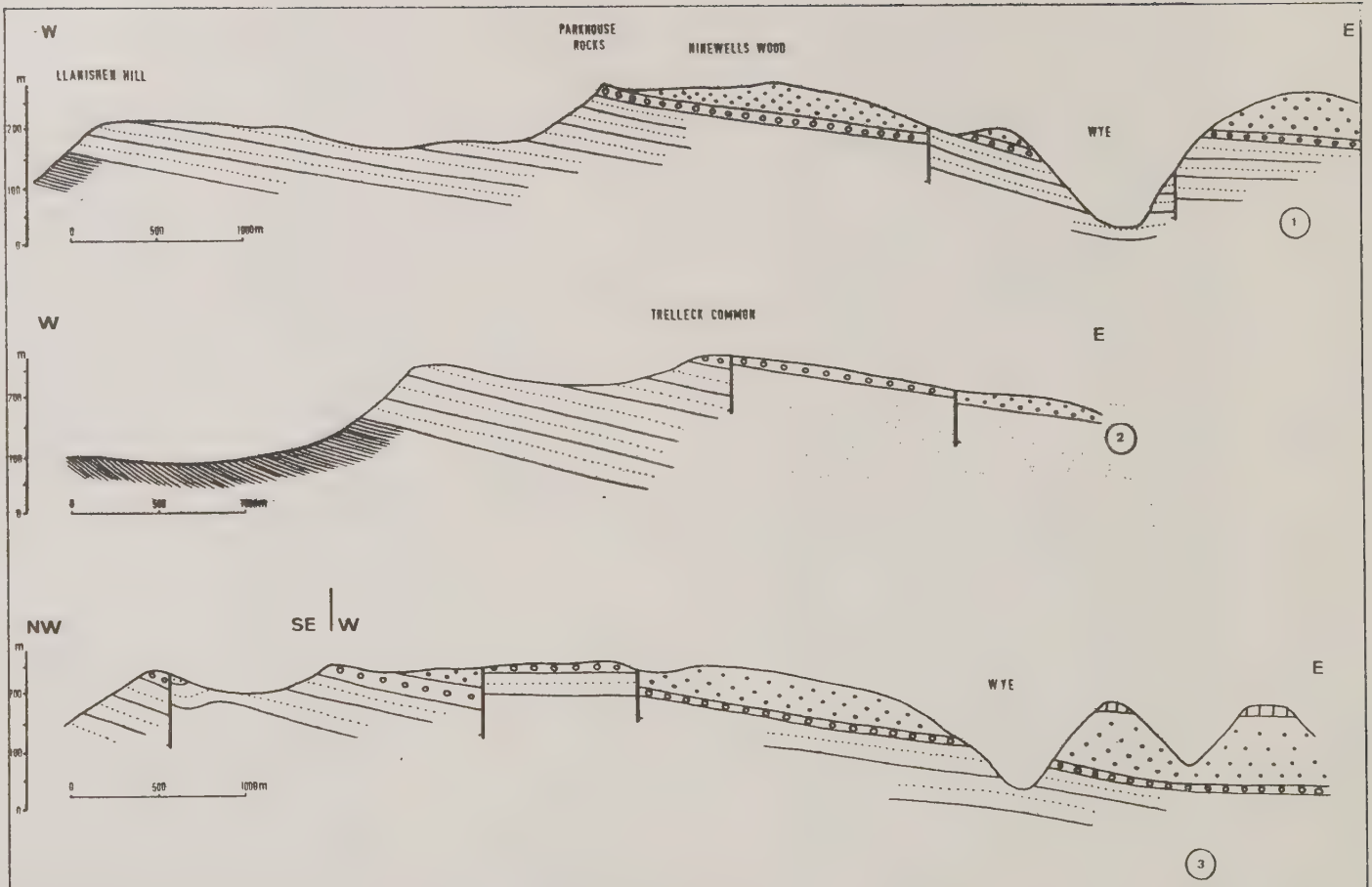
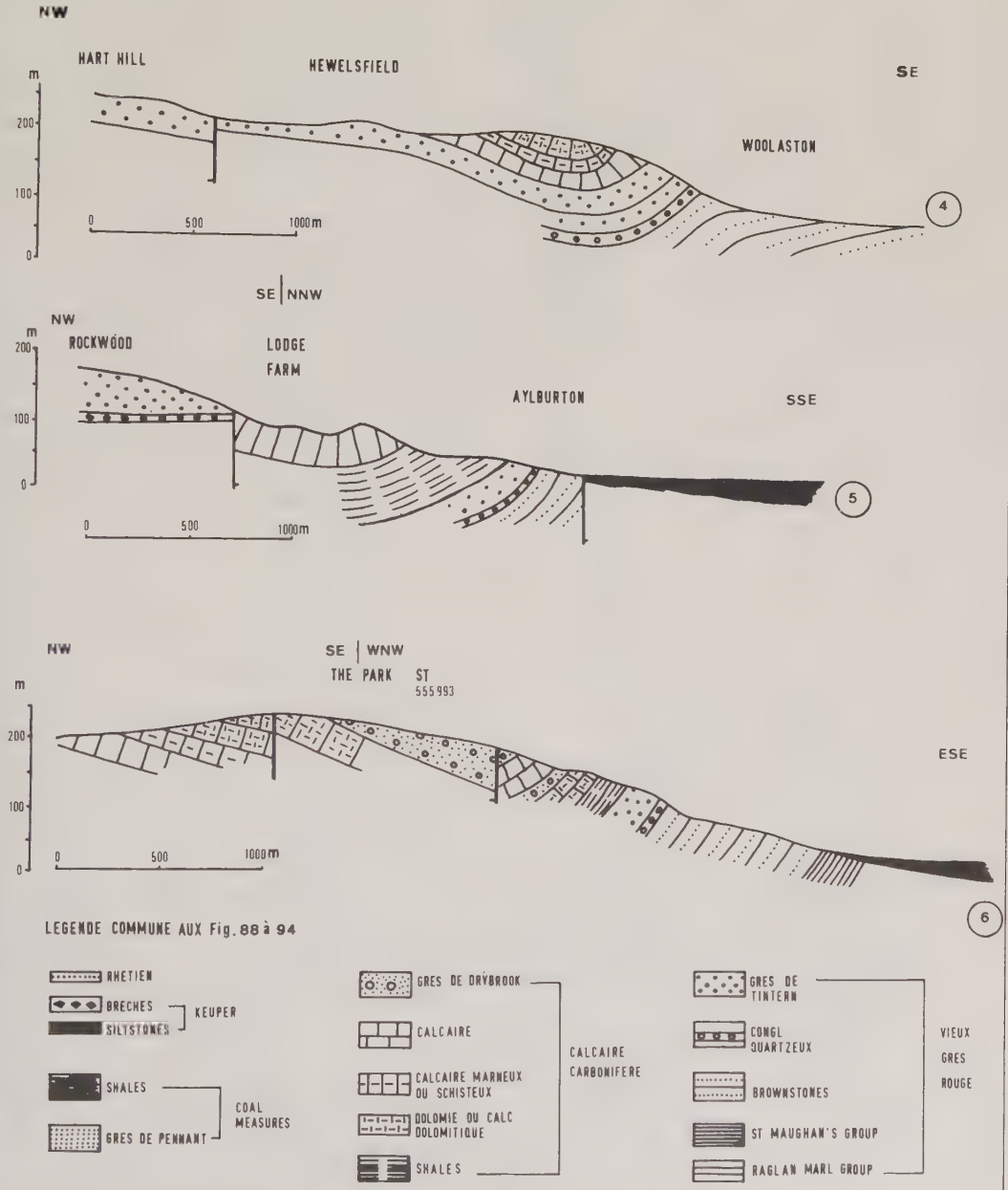


Fig.88:COUPES GEOLOGIQUES DE LA FOREST OF DEAN
(bordure centre-ouest)

Fig.89 : COUPES GEOLOGIQUES DE LA FOREST OF DEAN (bordure sud-est)



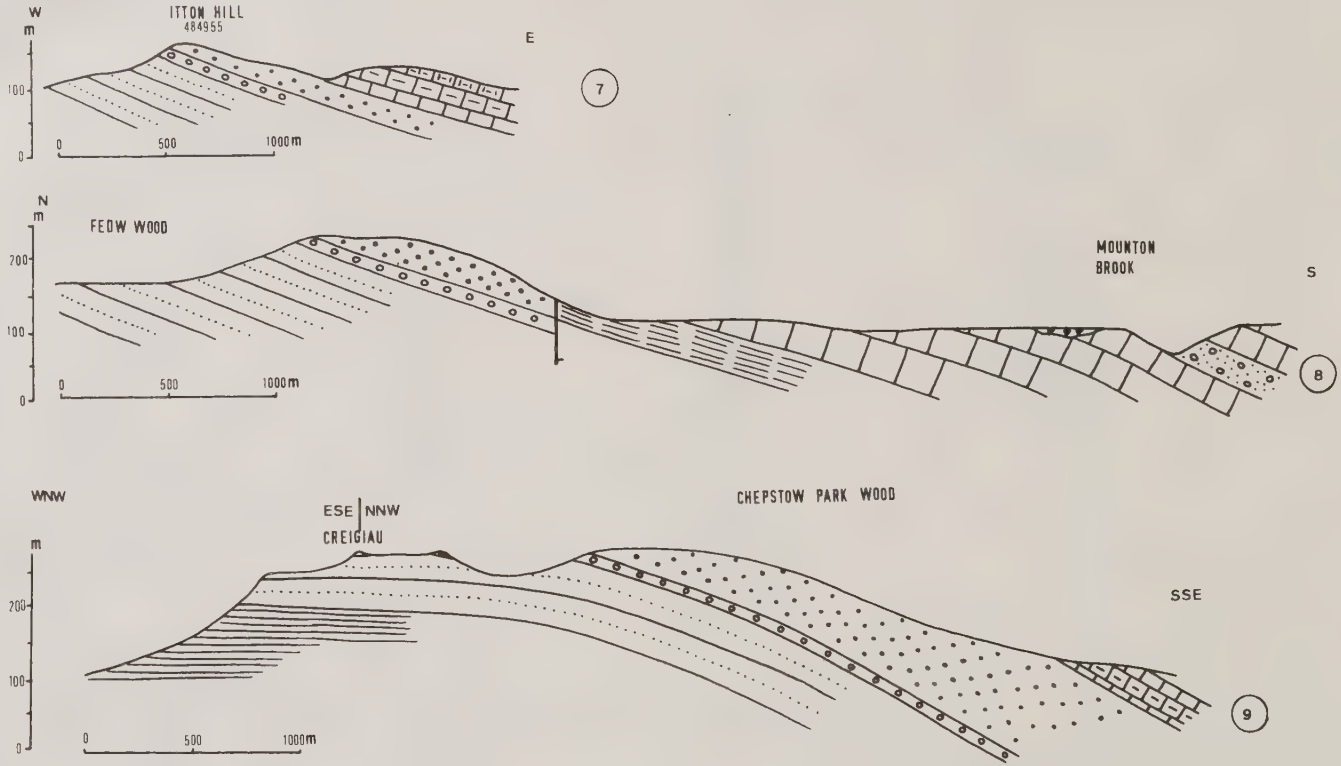


Fig.90:COUPES GEOLOGIQUES DE LA REGION DE CHEPSTOW

2. *MISE EN EVIDENCE D'UNE SURFACE D'EROSION FONDAMENTALE.*

Pour résoudre ce problème,il faut essayer d'*interpréter les surfaces des plateaux*.Les coupes font très nettement apparaître sur le revers des crêts,en position d'interfluve,des surfaces d'érosion tronquant grès et calcaires et nivelant les failles (coupes 1,2,3,15,20,21 et 22).Cela est d'autant plus net que le pendage des couches est généralement fort ou très fort.

Cette constatation,faite à partir des seules coupes géologiques,a été complétée sur le terrain par l'observation de nombreuses *formations d'altération in situ*.Elles concernent:

1°) Le conglomérat quartzeux du Vieux Grès Rouge supérieur.La roche est décimentée et passe à une arène grossière riche en dragées de quartz peu résistantes sous le marteau.La décimentation ne s'observe que sur le revers des crêts occidentaux,là où le conglomérat affleure en position culminante.Elle disparaît sur les versants et dans les vallées,ce qui prouve qu'elle s'est produite avant l'incision du réseau hydrographique.

2°) Les Grès de Drybrook.Ce sont des grès siliceux parfois assez semblables à ceux du Millstone Grit avec lesquels ils ont d'ailleurs été confondus un moment (Wethered,1883),malgré une teinte rougeâtre fréquente.Dans la carrière située au-dessus de Plump Hill (SO 661 168),vers 240-250m,en position presque culminante, le front de taille expose des couches plongeant de 60° vers l'Ouest,avec une alternance de bancs gréseux blanchâtres à grains fins,de grès rougeâtres se débitant en dalles et de shales noirâtres.Les grès,lorsque la roche est saine,contiennent essentiellement du quartz,avec de faibles quantités de micas et de feldspaths.Le

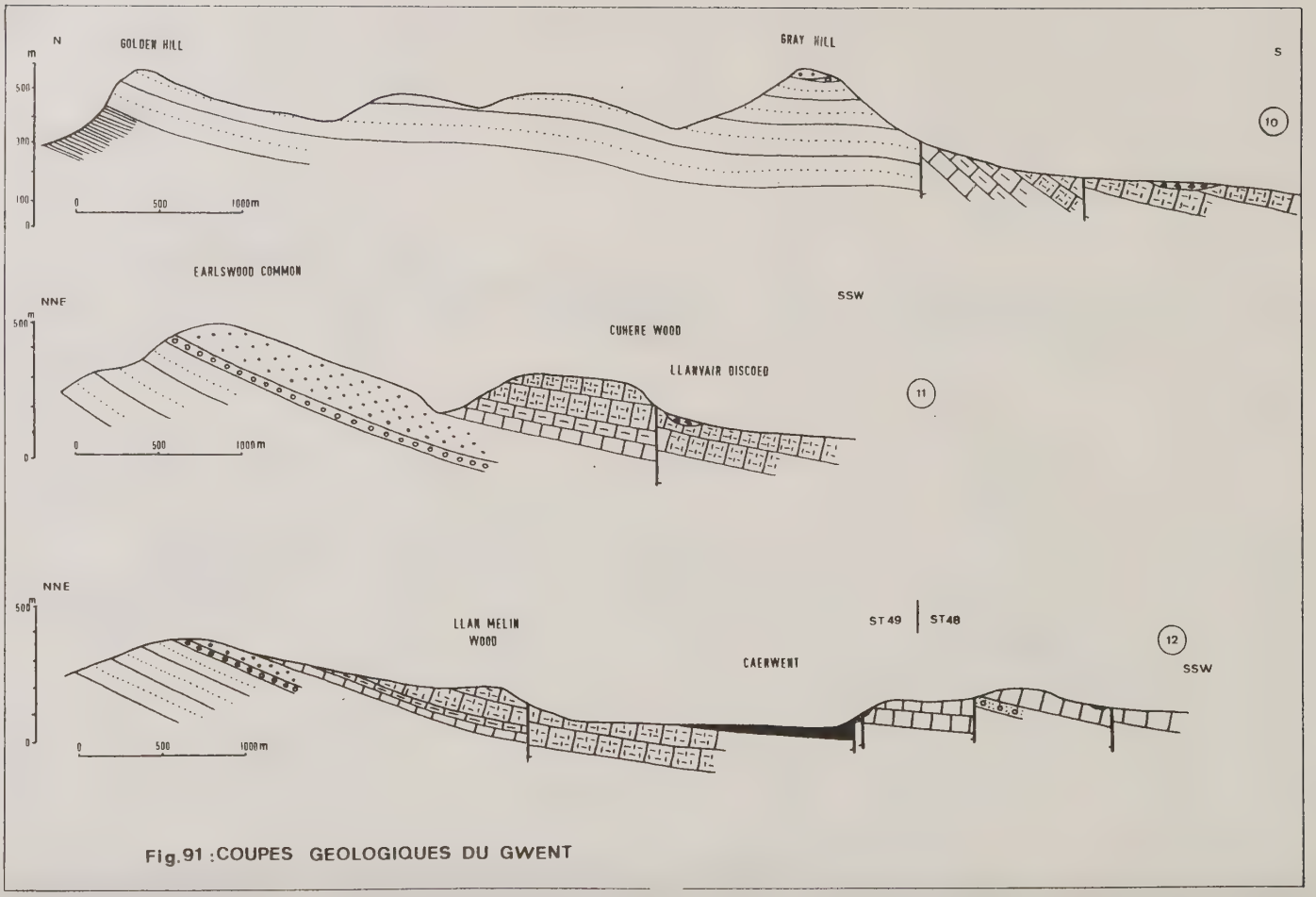


Fig.91 : COUPES GEOLOGIQUES DU GWENT

front d'exploitation découvre un *profil d'altération in situ, tronqué par des formations périglaciaires.*

A la base et sur près de 5m d'épaisseur, des noyaux de roche gréseuse de couleur rose, déjà fortement altérée et se découpant aisément à la pelle, sont enrobés dans un matériel argileux marbré avec des taches blanchâtres. La roche saine n'est pas visible.

On passe vers le haut, progressivement, à un matériel plus blanc, épais d'une trentaine de centimètres, emballant encore quelques petits fragments de roche friable. Cet horizon est en contact net avec un niveau brun rouille, sablonneux, contenant des dragées de quartz et des fragments de grès sain dérivés de la roche en place. Au sommet, ravinant ce qui précède, un horizon sableux noirâtre enrobe de gros blocs de grès sain et des dragées de quartz.

L'analyse minéralogique des fragments de roche altérée indique 38% de quartz, l'absence de feldspaths et la présence, dans la fraction argileuse, d'une *kaolinite forte et nettement dominante*, associée à une très faible quantité d'illite-mica. Le matériel argileux enrobant ces fragments est encore plus nettement dominé par la kaolinite (1). Il s'agit donc d'une altération chimique d'un grès siliceux impur, avec néoformation de kaolinite, résultant probablement de l'hydrolyse des feldspaths de la roche saine et de l'altération des micas.

Les deux horizons supérieurs sont de nature très différente: ils représentent des formations de pente ayant raviné le profil d'altération sous-jacent.

---

(1) Echantillons 73-230 et 73-231. Diffraction aux rayons X, Laboratoire de Minéralogie du C.E.A.

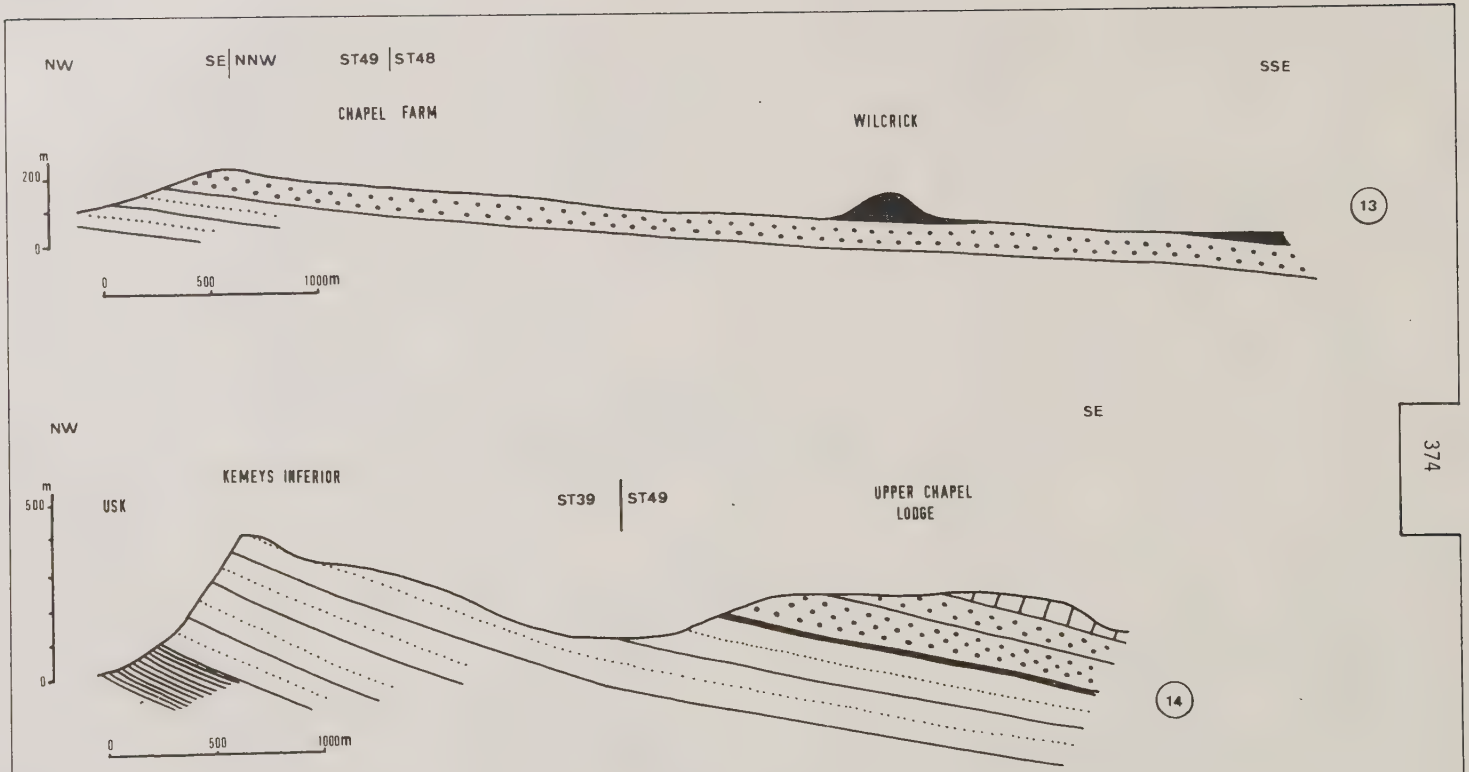


Fig.92 : COUPES GEOLOGIQUES PASSANT A L'EST DE NEWPORT

*3°) Les Grès de Tintern.*Au Nord de Drybrook,ils sont souvent décimentés sur plusieurs mètres de profondeur.Cependant,nous n'avons pas vu de profil d'altération bien conservé.

4°) Une intrusion de monchiquite (1),traversant les Brownstones,près de la ferme de Great House (SJ 431 971),sur le revers du crêt des grès dévoniens.La roche saine,noire,très dure,est formée d'énormes cristaux d'augite et de biotite (Boulton, 1911).Elle est difficile à prélever car l'intrusion,exploitée autrefois en carrière,est constituée d'un matériel très altéré,friable,de couleur jaune ou rougeâtre, visible sur plus de 10m.L'altération progresse nettement le long des joints et diaclases.Des noyaux de roche plus cohérente sont conservés au cœur des mailles d'un réseau sphérique de joints.

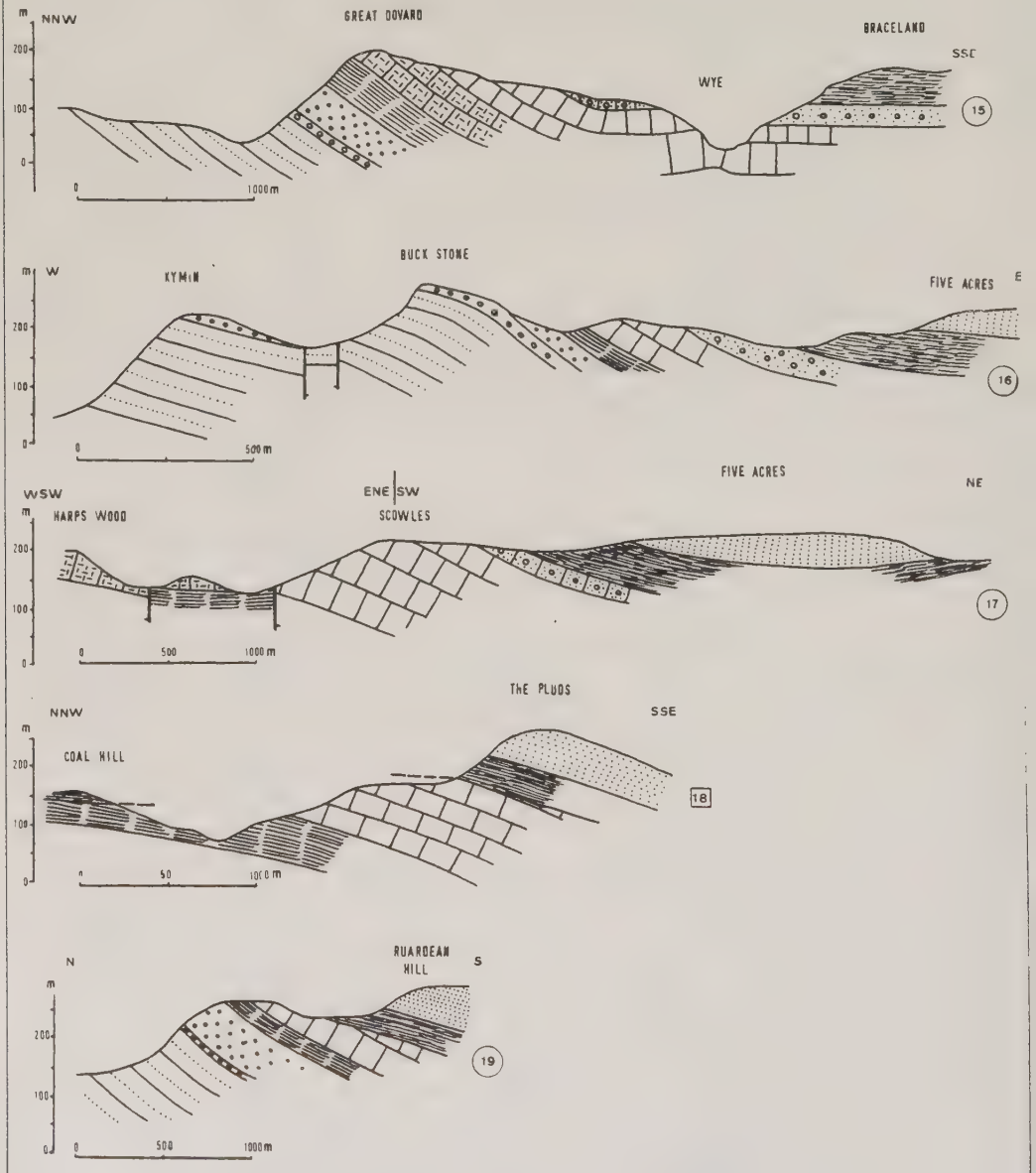
Ces altérites in situ sont associées à des *formations piégées dans les cavités karstiques du calcaire carbonifère.*Plusieurs cas sont à considérer:

*1°) Des masses de Grès de Drybrook,effondrées verticalement dans le calcaire sous-jacent.*On les observe dans la région du Great Dovard,isolée du reste de la Forest of Dean par la vallée de la Wye.Les couches du calcaire carbonifère,inclinées d'une quinzaine de degrés vers le Sud,sont tronquées nettement par la surface topographique qui s'abaisse dans la même direction (fig. 93 ,coupe 15). Plusieurs carrières abandonnées,proches de la grotte du Roi Arthur (SO 546 157 et SO 549 158) exposent de larges poches à flancs subverticaux,probablement guidés par des cassures.Elles sont occupées par un matériel stratifié faisant alterner bancs gréseux plus ou moins friables,bancs sableux ou argileux.Ce sont des masses de Grès de Drybrook descendues verticalement,sans que le processus de subsidence ait apparemment perturbé la stratification originelle.

---

(1) Lamprophyre exempt de feldspath (F.Hatch,A.Wells,M.Wells,1972,13ème éd.,p.421).

Fig.93 : COUPES GEOLOGIQUES DE LA FOREST OF DEAN
(bordures nord et nord-ouest)



La masse effondrée a été plus ou moins profondément altérée: l'altération a progressé sélectivement banc par banc.Les niveaux argileux sont toujours très riches en kaolinite.Celle-ci est dominante,associée à de moindres quantités d'illite et de vermiculite (1).

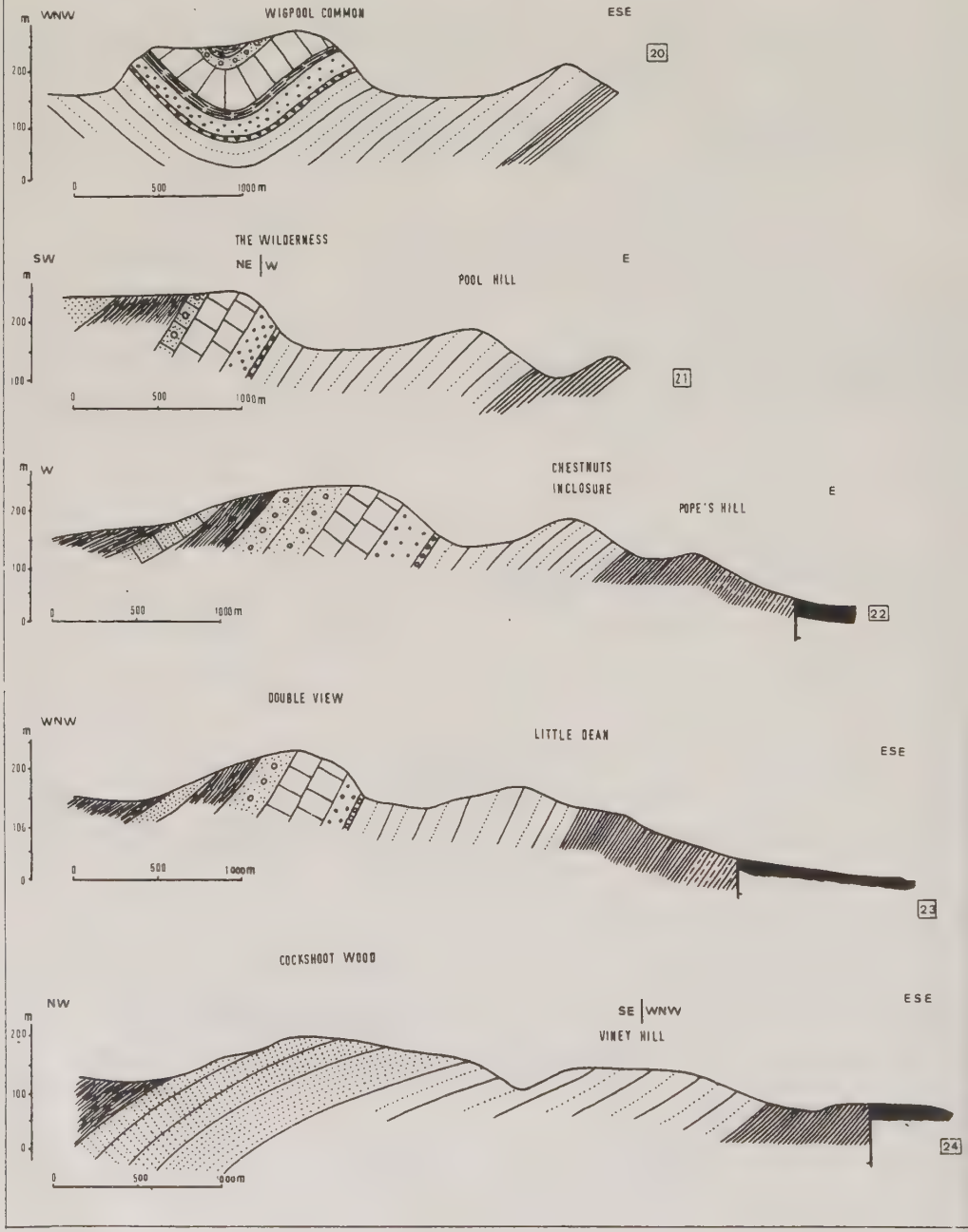
Les observations de terrain ainsi que les analyses de laboratoire conduisent à interpréter ceci comme le résultat d'une *altération chimique poussée aux dépens d'une masse préalablement effondrée ou en cours de subsidence*.Il s'agit donc,en réalité,d'altérites in situ et non d'un matériel dont les caractéristiques minéralogiques auraient été acquises avant son piégeage dans le calcaire sous-jacent: par là même,*elles sont corrélatives de la surface d'érosion passant au sommet des poches*.

2°) Un matériel finement lité d'origine détritique,déposé dans une cavité béante de calcaire carbonifère.

Ce cas a été observé sur le flanc Sud du Great Dovard,vers 140m d'altitude,dans une carrière abandonnée,en cours de comblement rapide par des ordures (SO 550 159).La roche en place est le Crease Limestone.Dans une large poche large de IOm environ,profonde de 5 à 6m,aux flancs subverticaux façonnés par la dissolution,on voit,à la base,une grosse masse de grès formé de quartz et de feldspaths,avec de petits amas verdâtres.Cette roche,très différente du Grès de Drybrook,pourrait dériver du "Trenchard Group" où l'on a mis récemment en évidence l'existence de sédiments d'origine marine contenant de la glauconite (P.Gayer et J.Stead,1971,p.33).Le Trenchard Group n'affleure qu'au Sud de la Wye,à une quinzaine de kilomètres de là (fig.93 ,coupe 15).Ce sont des shales verdâtres ou gris

(1) Echantillons 73-85,73-87 et 73-76.Analyses aux rayonx X,Laboratoire L.A.141, C.N.R.S.,Paris.

Fig.94 COUPES GEOLOGIQUES DE LA FOREST OF DEAN (bordure est)



avec quelques lits de grès et de conglomérats (Trotter,1964,p.31).Etant donnée la discordance de cette formation sur le Carbonifère inférieur,il est possible que cette masse gréseuse résulte de l'effondrement local de l'ancienne couverture de grès de Trenchard.L'hypothèse implique que la surface d'érosion passant au sommet de la poche recoupe faiblement la surface pré-westphalienne.

Cette masse de grès est cernée par un *matériel noirâtre,finement lité,* enrobant des cailloux anguleux de calcaire et de petits fragments de grès siliceux.Les lits,épais de 2 à 3mm,sont alternativement argilo-limoneux ou limono-sableux.L'analyse granulométrique de l'ensemble donne 35% d'argiles,50% de limons fins (moins de 20 microns) et seulement 10%de sables.Les niveaux sableux sont légèrement cimentés.De petites taches vert-amande longues de 2 à 3mm s'observent dans les lits argileux.La stratification est subhorizontale,les lits s'incurvant très légèrement vers le bas,près des flancs de la poche.Le matériel contient 12% de carbonates.La fraction sableuse contient des grains très émoussés de shales noirâtres ou de mudstones de même couleur et des fragments anguleux de calcaire d'origine locale.La fraction argileuse est très riche en *kaolinite,*associée à une moindre quantité d'illite et de vermiculite (1).

L'association de kaolinite et de calcaire exclut ici une altération in situ d'un matériel préalablement piégé.Elle implique que le sédiment ait été transporté puis déposé dans cette poche par un système d'écoulement peu compétent, permettant un triage fin,sous un climat peu agressif,puisque des fragments de calcaire tombés des parois de la poche se mêlaient au matériel sans être dissouts. Celui-ci *provenait des affleurements des Coal Measures,donc du Sud ou du SE.*

---

(1) Echantillons 72-159,72-160 et 73-92.Analyses aux rayons X,Laboratoire L.A. 141,C.N.R.S.,Paris.

Au-dessus de ces argiles et limons noirâtres,sont superposés des *sables et limons gris-blanchâtres finement stratifiés en lits minces horizontaux*.Des lentilles noirâtres sont intercalées,dont le matériel est identique aux argiles et limons sous-jacents.La morphoscopie révèle une très forte prédominance de quartz émoussés ou ovoïdes,à surface moirée,jamais luisante.En dehors des quartz, on remarque des amas vert-clair,de forme irrégulière,à cassure conchoïdale d'aspect huileux,s'effritant très facilement.Isolés à la main et analysés aux rayons X,ils donnent un diagramme très semblable à celui de la glauconite.Des débris de fossiles (articles d'encrines,radioles d'oursins) sont repérés,qui pourraient dériver des sédiments paléozoïques de cette région (1).La fraction argileuse contient une *très forte quantité de kaolinite,nettement dominante*,associée à de l'illite et à de la vermiculite.

Le mode de sédimentation est semblable aux argiles noires sous-jacentes. Seule diffère l'origine du matériel: au lieu de shales noirâtres,il dérive de grès siliceux à grains ovoïdes comme ceux qui caractérisent les Grès de Drybrook. La granulométrie indique 15% d'argiles,35% de limons fins,36% de sables.

La partie supérieure du remblaiement de la poche consiste dans un matériel beaucoup plus hétérogène,non stratifié,avec des paquets désordonnés d'argiles ou de limons enrobant des blocs de calcaire anguleux.

Observations de terrain et analyses suggèrent l'interprétation suivante: a) Dans un premier temps,*une surface d'érosion est élaborée sous climat chaud et humide;* d'épaisses altérites kaoliniques se forment sur les affleurements de grès

---

(1) M.Robaszynski,de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) a bien voulu examiner nos échantillons.Nous l'en remercions vivement.

ou de shales,tandis que le calcaire est karstifié en poches ou couloirs géants. Cette surface était légèrement inclinée du Sud vers le Nord,dans ce secteur,donc en sens inverse de la pente actuelle.

b) Une aridification ou un refroidissement du climat déclenche la mobilisation , par des écoulements en nappes,peu compétents et peu turbulents,de ces altérites. Les couloirs et poches de karstification sont comblés progressivement.Le climat est de type semi-aride,les pentes sont faibles.

c) Le haut de la poche indique une brusque augmentation de la compétence des écoulements que pourrait expliquer une accentuation des pentes plutôt qu'un changement de climat.Ceci suppose une *phase de déformations tectoniques assez brutales.*

3°) Un matériel argilo-limoneux,hétérogène,déposé en vrac dans des poches de dissolution.

Ce type de formation se situe généralement là où le calcaire carbonifère est légèrement en creux par rapport aux affleurements gréseux (voir cartes géologiques n° 233,234 et 250 et la figure 85).

Un cas particulièrement intéressant a été vu dans la carrière de Scowles,à 200m d'altitude (Rogers Quarry,SO 559 109).La roche en place est un calcaire légèrement dolomitisé qui s'altère en sable le long des joints et fissures. Sur une épaisseur de 10 à 15m à partir de la surface,des couloirs aux murs verticaux découpent le calcaire en un quadrillage régulier.Ils ont été fossilisés par un matériel très hétérogène,bariolé,emballant des quartz très fragiles,s'écrasant aisément.Ces quartz proviennent peut-être du calcaire lui-même car certains niveaux stratigraphiques sont riches en petits gravillons de quartz.Ces couloirs ne se développent que sur les 15 premiers mètres.En dessous,la roche est massive,

parfois fissurée mais jamais karstifiée,à part une étroite cheminée subverticale qui descend à grande profondeur.Cette disposition,ainsi que l'allure du matériel de remplissage,suggère une formation à ciel ouvert,suivie de la fossilisation brutale par des processus de transport en masse ne permettant ni triage,ni stratification.Ces couloirs seraient donc en fait des *lapiés géants*,dont le calibrage s'explique par la régularité du réseau de joints sub-horizontaux,contrôlés par le pendage,et de fissures subverticales.

Un autre exemple de remplissage est visible dans la carrière de Stowe-Clearwell,vers 190m (SO 564 065).Dans un calcaire légèrement dolomitisé,très fissuré,une large poche à flancs verticaux,profonde de plus de 10m,a été remblayée par des limons argileux contenant 25% de quartz et emballant quelques petits cailloutis calcaires.La fraction argileuse est ici dominée par l'illite.C'est un matériel remaniant en vrac des altérites peu évoluées,sous un climat tel que les fragments calcaires tombés des parois ou entraînés avec le reste n'étaient pas dissouts.

°°°

Ces formations d'origine détritique piégées dans le calcaire sont corrélatives d'une rhexistasie déclenchée au départ par une crise climatique,puis accentuée par des déformations tectoniques.

Les formations d'altération repérées en Forest of Dean jalonnent une *surface d'érosion* que l'on suit sur le revers des crêts occidentaux et orientaux, sur le Great Dovard,sur les affleurements gréseux cernant la dépression centrale schisteuse,autour de la "Speech House" (voir fig.85).

Des déformations à grand ou moyen rayon de courbure sont mises en évi-

dence: l'ensemble dessine une large cuvette relevée plus vigoureusement sur ses bords NE et Ouest.En outre,une flexure est repérée au NW,passant au Sud du Great Dovard et à l'Ouest de Drybrook.

3. LES RAPPORTS DE CETTE SURFACE AVEC LA TOPOGRAPHIE PRE-TRIASIQUE.

Ces régions méridionales sont caractérisées par des altitudes beaucoup plus basses,entre 15 et 100m,et une organisation du relief plus compartimentée (voir fig. 85): à l'Ouest de Chepstow,autour de Caerwent,de courts escarpements rectilignes orientés WNW-ESE,S-N ou W-E créent une topographie étagée (fig. 90 et 91 ,coupes 8,9,10 et 11) ou isolent de petits bassins (fig. 91 ,coupe 12).La carte morphostructurale et les coupes géologiques permettent de comprendre l'origine de ce relief,*directement calqué sur la structure.*

Tectonique cassante et contacts lithologiques entre calcaires et grès créent deux types de talus.Les uns correspondent à des escarpements de faille originels (fig. 91 ,coupes 11 et 12 pour l'escarpement passant au NW de Caerwent). Les autres voient les grès dominant un niveau d'érosion tronquant le calcaire carbonifère,le talus coïncidant ou non avec un plan de faille.Dans le premier cas,il s'agit d'une forme d'érosion différentielle pure,née de la corrosion superficielle du calcaire en contrebas du grès (fig 90 ,coupe 9;talus de Llanmelin sur la coupe 12,fig 91).Dans le deuxième cas,les parts respectives de la tectonique et de l'érosion différentielle sont plus difficiles à apprécier (coupes 5,8 et 10) .

Par ailleurs,dans ces régions méridionales,*la couverture mésozoïque* (Trias essentiellement) est conservée en lambeaux,reposant parfois sur le Vieux Grès Rouge (fig 92 ,coupe 13),mais beaucoup plus fréquemment sur le calcaire carbonifère,la topographie pré-triasique étant fortement accidentée (voir ci-dessus p.121).Le Keuper est lui-même affecté par les failles et dans certains cas,il est possible de prouver que les escarpements ne sont pas des formes pré-triasiques exhumées de leur couverture mésozoïque: il en est ainsi du talus WNW-ESE passant au Sud de Caerwent (fig .91 ,coupe 12).Le Keuper,plaqué contre le versant calcaire, s'y présente sous un faciès conglomératique à éléments dérivés des grès dévoniens et non du calcaire local.

La topographie pré-triasique n'est exhumée que très localement et dans un cas précis: il faut que les marnes du Keuper reposent sur un substrat gréseux (fig. 92 ,coupe 13).Ailleurs,la surface actuelle recoupe nettement calcaire et Trias (coupes 8 et 11,par exemple).

Sur l'âge et le mode d'élaboration de ces surfaces, les formations meubles piégées dans les cavités de dissolution du calcaire apportent quelques lumières:

- Près de Cayo,dans une carrière exploitant une dolomie presque pure (ST 443 910) (1),vers 30m d'altitude,des cheminées de dissolution,subverticales,profondes de plus de 10m,sont remplies par un matériel rouge vif riche en feldspaths et où l'illite est pratiquement la seule argile présente.Comme il a été dit ci-dessus (p.116),la composition minéralogique est typique du Trias.Dans cette même carrière,au sommet du front d'exploitation,la dolomie,désagrégée en sables,est recouverte d'une argile limoneuse rougeâtre complètement décalcifiée,avec une kaolini-

(1) Echantillon 73-225. Analyse aux rayons X,Laboratoire de minéralogie du C.E.A.

te dominante,associée à un peu d'illite.Des phénomènes analogues d'altération de calcaires dolomitiques à ciment calcimicritique ont été récemment décrits par Pochon dans le Haut Jura Suisse (Pochon,1976).Le microscope électronique à balayage permet de voir le déchaussement des cristaux rhomboédriques de dolomite par dissolution préférentielle du ciment calcique.Le cortex d'altération atteint de 10 à 15cm d'épaisseur.Au-dessus,l'accumulation des cristaux de dolomite,préservés grâce à leur faible solubilité,donne un limon pulvérulent de plusieurs centimètres.D'après Pochon,l'un des facteurs texturaux favorisant cette "arénisation" est l'hétérogénéité de la roche.C'est aussi sur ce type de calcaire que nous avons observé les phénomènes d'arénisation.

- Plus au Sud,près d'Ifton,une série de carrières de calcaire exposent de larges poches de dissolution remblayées d'un matériel très variable d'un cas à l'autre. Rappelons que l'une d'elles (ST 464 885),décrite par Dixon en 1921,comporterait du Millstone Grit en place (supra,p.128).D'autres,étudiées en 1972,étaient remplies,les unes,par une formation décalcifiée bien stratifiée en lits horizontaux plus ou moins argileux ou sableux,les autres,par une masse hétérogène et désordonnée,également décalcifiée où l'illite est dominante,avec un peu de kaolinite et quelques feldspaths.Des fragments de grès friables,des galets de quartz cariés étaient emballés dans cette masse.

Ces cavités ont donc piégé du matériel d'origine et d'âge très divers: phases de karstification et de remblaiement se sont succédé à plusieurs reprises,du Carbonifère au Tertiaire,sans que le niveau actif de la karstification ait sensiblement changé entre-temps: *dans ce secteur,un aplanissement s'est progressivement élaboré* aux dépens des grès dévoniens,du calcaire et de la couverture mésozoïque,*dans un contexte structural relativement stable.*

Les variations climatiques,évoluant du chaud humide au chaud aride,ont périodiquement interrompu la karstification du calcaire carbonifère,faisant alterner phases de biostasie et de rhexistasie.Cette surface d'érosion,élaborée sous des systèmes morphogénétiques variés,a été finalement *disloquée par une tectonique cassante d'ampleur modeste*. Sur les compartiments basculés et dans les fossés,le calcaire a pu être mis en creux par la corrosion superficielle aux dépens des grès voisins.Il en est résulté une topographie compartimentée,différenciée en blocs dénivelés et basculés.

°°°

Il est maintenant possible de préciser les rapports entre la surface d'érosion fondamentale de la Forest of Dean et celle dérivée de la topographie pré-triasique,plus au Sud.On passe de l'une à l'autre par un simple basculement (coupe 4 et 6) ou par des escarpements de faille (coupes 5,8 et 10).

C'est la même surface d'érosion élaborée pendant une très longue période,en régime continental (probablement depuis la régression jurassique),que l'on trouve sur les plateaux de la Forest of Dean et dans les basses régions bordant l'estuaire de la Severn.De part et d'autre d'une *zone charnière* passant au Nord d'une ligne Newport-St Arvans-Lydney,le contexte tectonique a été différent:

Au Sud ,le socle paléozoïque est resté stable sans tendance nettement marquée au soulèvement ou à l'affaissement,jusqu'aux dislocations récentes.En conséquence, le volume de roches enlevées par l'érosion depuis le Trias a été faible,si l'on

fait abstraction de l'éventuelle couverture liasique (voir supra p.145) et le Keuper est conservé en lambeaux de plus en plus étendus vers la Severn.

Au Nord ,pendant tout le Carbonifère,la région de la Forest of Dean s'est trouvée déprimée,entre les axes anticlinaux de l'Usk,à l'Ouest,et de la Basse Severn et des Malverns,à l'Est.La tendance au soulèvement des bordures a dû se prolonger jusqu'au Tertiaire,puisque la surface d'érosion tertiaire,en fin d'achèvement,y tronquait le Dévonien,alors que des terrains de plus en plus récents affleuraient vers l'axe du synclinal carbonifère.Le volume de roches du socle paléozoïque,enlevé par l'érosion,a donc été beaucoup plus important sur ces bordures,même si l'on tient compte de l'amincissement des couches aux abords des anticlinaux de l'Usk et de la Basse Severn (cf. Ière Partie,chap.1).Au Great Dovard,la surface tertiaire recoupe avec un angle assez faible la topographie prê-westphalienne.

Cependant,l'équilibre géomorphologique entre l'ablation et le rythme de soulèvement permettait la *regradation continue d'une même surface d'érosion*, sans qu'il y ait emboîtement ou étagement de formes.On retrouve le schéma de l'*acyclisme* proposé par C.Klein pour la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" (Klein,1973).

Cet équilibre est rompu brutalement à la fin du Tertiaire ,lorsque le rythme de soulèvement de la Forest of Dean s'accélère.Jusque là,la charnière structurale Newport-Lydney entraînait au Sud et au Nord des taux d'ablation et des vitesses de soulèvement différents,mais le même équilibre géomorphologique était nénamoins maintenu,de part et d'autre.A un moment donné,ceci est remis en cause et la charnière structurale,toujours active,s'exprime désormais dans la topographie,par *une flexuration importante de la surface d'érosion fondamentale:*

- Au Nord,elle est vigoureusement disséquée par le réseau hydrographique et dégradée par l'érosion différentielle,incapable cependant de créer un véritable relief appalachien,en raison de la brutalité du soulèvement.L'*origine du front oriental de la Forest of Dean* s'éclaire dans ce contexte: il ne s'agit aucunement d'un escarpement pré-triasique fossilisé par le Trias puis exhumé de sa couverture mésozoïque,comme le suggérait O.T.Jones.Bien au contraire,c'est une forme topographique récente,née directement de la tectonique fini-tertiaire.On remarque d'ailleurs que la retombée orientale de la Forest of Dean,au-dessus du Vale of Gloucester,ne se fait pas par un abrupt simple mais par des paliers intermédiaires développés sur les grès Brownstones (coupes 21,22,23 et 24) et situés à des altitudes variables,s'abaissant nettement au Sud de la coupe 24.Cette disposition s'explique par la flexuration vigoureuse de la surface tertiaire qui "enveloppait" le rebord de la Forest of Dean et le sommet des collines gréseuses de Poop Hill, Chestnuts,Dean etc...,taillées dans les Brownstones fortement redressés.

Ce soulèvement récent de la Forest of Dean constitue un remarquable exemple d'inversion tectonique,par rapport à la structure paléozoïque.

-Au Sud,l'énergie du relief reste faible,mais des accidents tectoniques mineurs disloquent la surface fondamentale.

L'âge de ces importantes déformations tectoniques ne peut être précisé exactement,dans l'état actuel de nos connaissances.Les faits suggèrent néanmoins une date fini-tertiaire ou même du début du Quaternaire:

- En Forest of Dean,les déformations se placent après l'établissement d'une phase rhexistasique provoquée par une aridification ou un refroidissement du climat,comme l'ont montré les carrières du Great Dovard.

- L'érosion différentielle déclenchée par le soulèvement de l'ensemble de la Forest of Dean met en valeur les affleurements de conglomérat quartzeux,pourtant décimenté: dans les environs de Trelleck,au Sud de Monmouth,le crêt le plus vigoureux dans le paysage porte,sur son revers,des arènes sableuses ou caillouteuses. La résistance de celles-ci constitue une anomalie sous le climat actuel,mais s'expliquerait aisément sous un climat froid.

De même,la mise en creux des calcaires par corrosion superficielle,en contrebas de versants gréseux peut-elle se concevoir aussi bien sous climat froid que sous climat chaud et humide.

- Les formes topographiques nées de cette tectonique sont parfois d'une étonnante fraîcheur: c'est le cas des escarpements de faille des environs de Caerwent où des conglomérats triasiques mal cimentés sont encore plaqués contre le versant.

Le tracé de la Wye suggère deux remarques:

1°) Elle suit le flanc occidental de la gouttière synclinale de la Forest of Dean et n'est donc pas exactement adaptée à la structure paléozoïque.

2°) Dans le détail,son cours est parfois guidé par des accidents mineurs,contemporains de la tectonique fini-tertiaire: flexure au Sud du Great Dovard,faille au Nord de Chepstow.Elle est donc antécédente au soulèvement fini-tertiaire de la Forest of Dean,mais certaines de ses sinuosités sont de faux méandres,adaptés à des accidents structuraux mineurs.

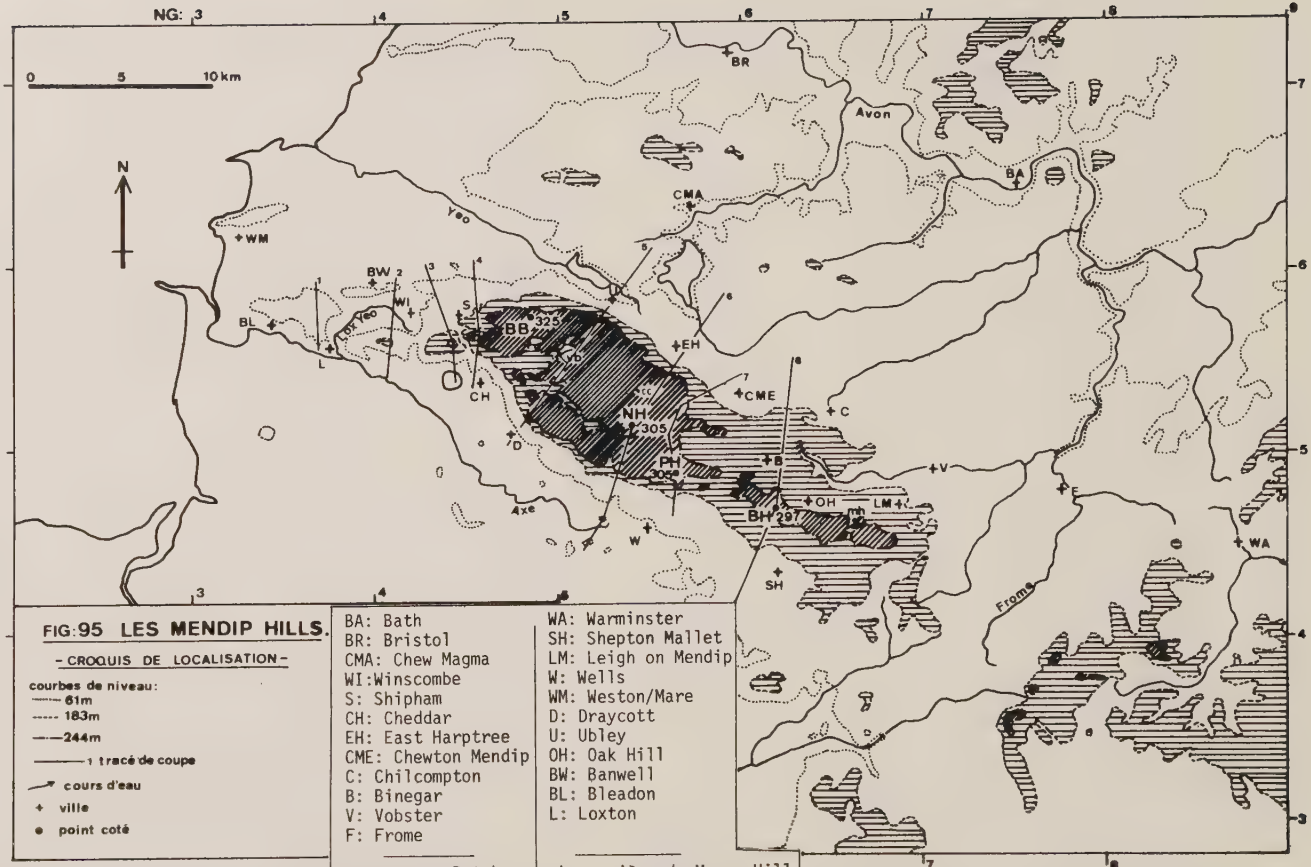


FIG:95 LES MENDIP HILLS.

- CROQUIS DE LOCALISATION -

courbes de niveau:
61m
183m
244m
1 tracé de coupe
cours d'eau
ville
point coté

BA: Bath
BR: Bristol
CMA: Chew Magma
WI:Winscombe
S: Shipham
CH: Cheddar
EH: East Harptree
CME: Chewton Mendip
C: Chilcompton
B: Binegar
V: Vobster
F: Frome

BB: Beacon Batch
NH: North Hill
PH: Pen Hill

WA: Warminster
SH: Shepton Mallet
LM: Leigh on Mendip
W: Wells
WM: Weston/Mare
D: Draycott
U: Ubley
OH: Oak Hill
BW: Banwell
BL: Bleadon
L: Loxton

mh carrière de Moons Hill
vb Velvet Bottom
cc auberge de Castle of Comfort

D) LES MENDIP HILLS.

Bien que situées hors du Pays-de-Galles,les Mendip Hills présentent de nombreuses affinités structurales et morphologiques avec sa partie méridionale. Comme elles ont échappé totalement aux glaciations,les formations corrélatives préquaternaires sont relativement mieux conservées et fournissent d'utiles éclaircissements sur l'évolution morphologique de l'ensemble du secteur (1).

1) PRESENTATION TOPOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE (fig.95).

Vues de la plaine des Somerset levels,les Mendips se dressent au-dessus de l'horizon comme une véritable montagne: dans le paysage,la modestie des altitudes (325m au Beacon Batch,point culminant) est en effet compensée par la raideur des escarpements bordiers.En venant du NE,de Chilcompton par exemple,la topographie est beaucoup moins contrastée: la route monte doucement jusqu'à la Beacon Hill et redescend un peu plus rapidement sur Shepton Mallet (fig.98,coupe 8).

Les Mendips s'allongent d'ouest en Est,en dessinant une large courbe.D'un bout à l'autre,l'allure n'est pas la même:

- A l'extrêmité occidentale,la colline de Bleadon Hill,avec son sommet très aplati à 168m,émerge brutalement des plaines voisines (fig.96,coupe 1).
- A l'Ouest de Shipham,deux alignements de collines dissymétriques se font face

(1) Ce qui suit n'est pas une étude exhaustive de la géomorphologie des Mendips. On s'est limité aux aspects pouvant servir de référence ou de comparaison pour le Massif Gallois.
Cartes topographiques à I/63 360: n°165 et 166
à I/25 000: ST 35-45-55-65-54-64
Cartes géologiques à I/63 360: n° 280 et 281.

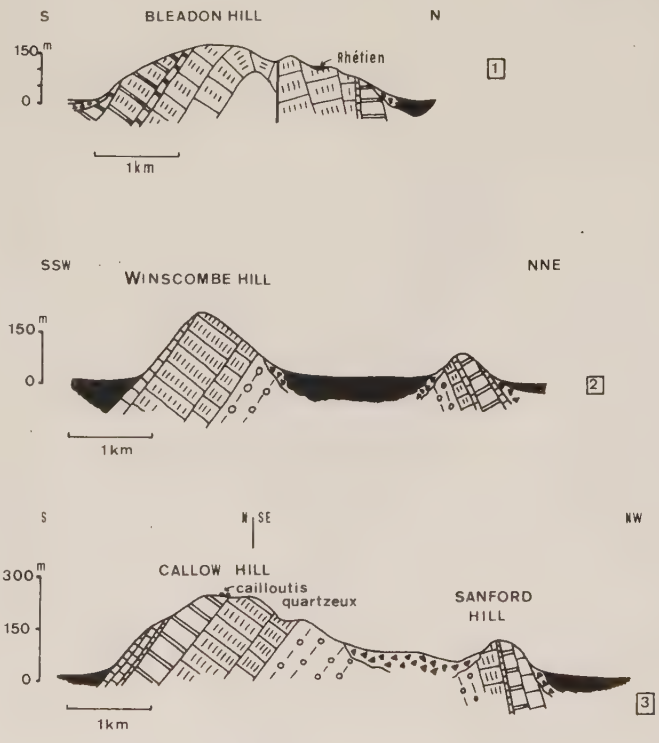


FIG. 96 COUPES DES MENDIPS OCCIDENTALES

légende p 396

de part et d'autre d'une dépression centrale,légèrement plus élevée que les plaines périphériques,Somerset Moors au Sud,Banwell Moor au Nord (fig.96,coupes 2 et 3).

- A l'Est de Shipham,c'est un plateau très massif,large de 5 à 7km,avec des flancs raides (fig.97,coupes 4 et 5).Au Sud,près de Draycott,la pente est de 20% environ et le commandement de 210 à 240m.Au Nord,près d'Ubley,ils sont respectivement de 30% et de 150m.Des vallées sèches,étroites et profondes,souvent bordées de corniches rocheuses,s'enfoncent sur les flancs.La plus grande,celle des gorges du Cheddar pénètre loin à l'intérieur du plateau.

- Près de Wells,les contrastes topographiques sont moins brutaux.Le flanc méridional est précédé par plusieurs petites collines à sommet tabulaire,créant un paysage très accidenté (fig.97,coupe 6).La retombée septentrionale est progressive (fig.97 et 98,coupes 6 et 7).

- Au Nord de Shepton Mallet,de part et d'autre d'une ligne de crête WNW-ESE,culminant à 297m dans la Beacon Hill (ST 620 468),les altitudes s'abaissent lentement vers des régions de basses collines drainées par de larges vallées à fond plat (fig.98,coupe 8).

- Entre Shepton Mallet et Frome,les Mendips orientales s'achèvent par une pente modérée et une accentuation de la dissection et du vallonnement.Beaucoup plus à l'Est,à Warminster,l'horizon est barré par un escarpement net,le rebord de la grande "Plaine" de craie de Salisbury.

Les Mendips se localisent sur un *axe structural positif qui a joué à plusieurs reprises jusqu'au Tertiaire*.La tectonique armoricaine a mis en place une série de brachyanticlinaux dissymétriques,à flanc Nord souvent faillé,orien-

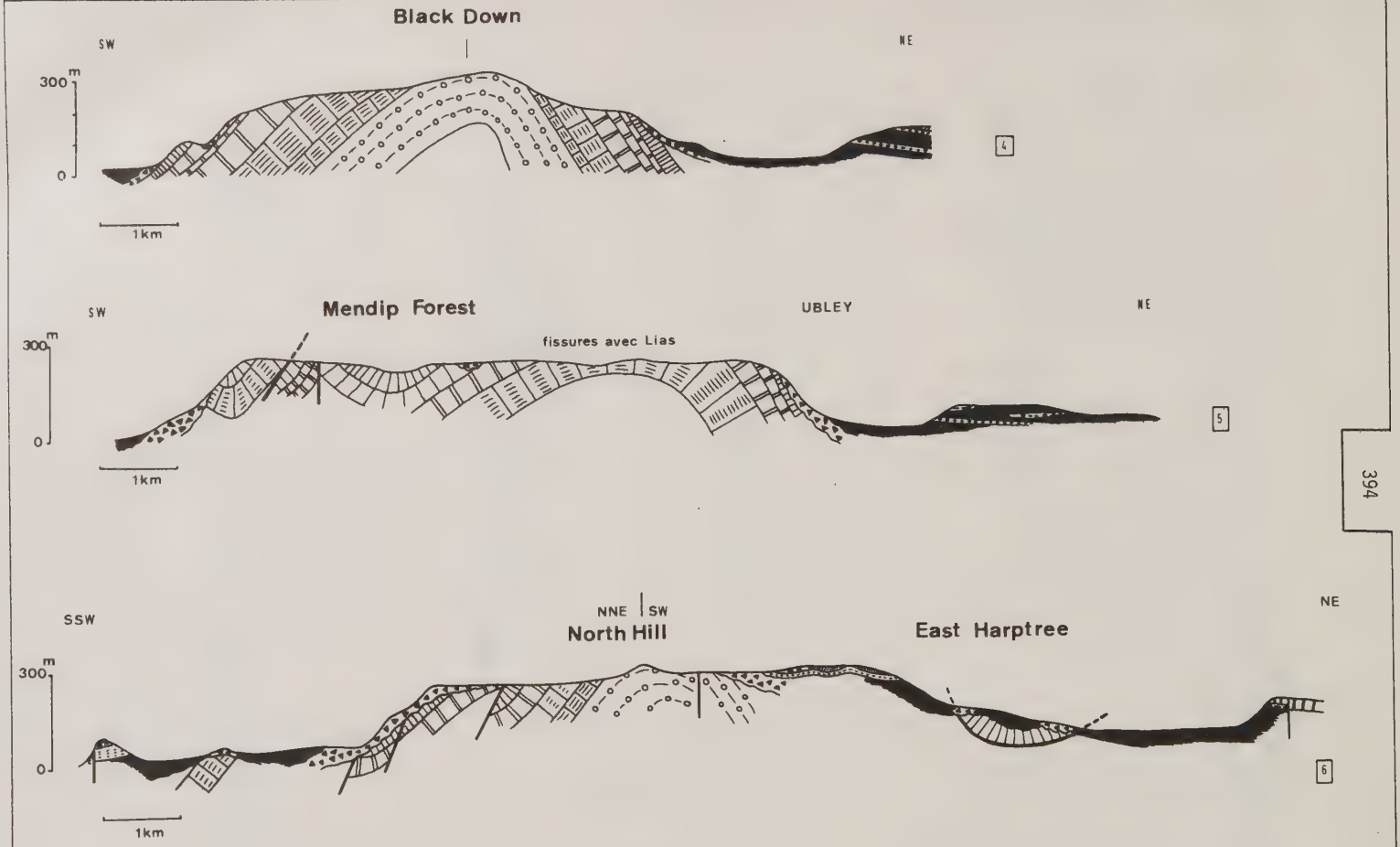


Fig. 97 COUPES des MENDIPS CENTRALES

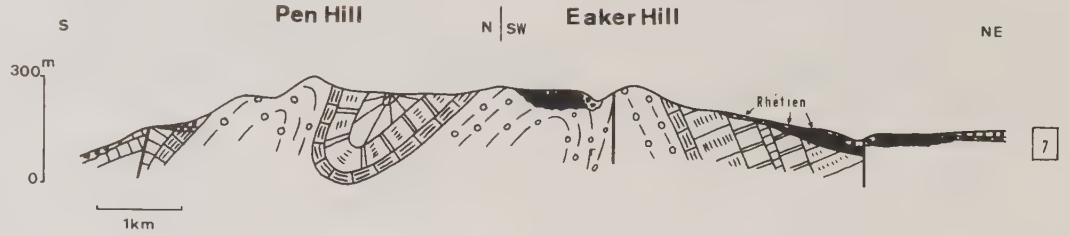
legende p. 396

tés W-E et disposés en échelon.Quatre d'entre eux exposent des noyaux de Vieux Grès Rouge: ceux de Blackdown,de North Hill,de Pen Hill et de Beacon Hill.Au cœur de ce dernier,affleure également des laves et tufs andésitiques du Silurien (cf. Green et Welch,1965,Pl.V).

La poussée dirigée du Sud vers le Nord a été beaucoup plus vigoureuse que dans le Vale of Glamorgan.Des décollements se sont produits au niveau des couches les plus plastiques: "Lower Limestone Shales" du Carbonifère inférieur et surtout shales des Coal Measures inférieures.Au Nord des Mendips,les déplacements latéraux atteignent localement plusieurs centaines de mètres: des klippes de calcaire carbonifère reposent sur les Coal Measures bien au-delà de l'affleurement normal.La plus vaste est celle de Vobster (ST 705 497) (carte géologique n°281, Frome).Sur le flanc Sud des Mendips,une structure en écailles constitue le "Cheddar-Wells Thrust Belt" des géologues (Green et Welch,1965,fig.10 et 12).

Les mouvements tectoniques se sont poursuivis au Trias et au Lias entraînant de rapides variations d'épaisseur de la sédimentation et de nombreuses discordances.Les déformations ultérieures,en particulier celles du Crétacé moyen et du Tertiaire,ne peuvent être mises en évidence directement,puisqu'il n'y a pas de sédiments plus récents que le Jurassique.Elles sont suggérées par ce qui se passe dans les régions voisines et surtout par des arguments morphologiques.

Le socle paléozoïque des Mendip Hills a les mêmes caractéristiques lithologiques que celui du Sud du Pays-de-Galles.La seule véritable nouveauté est la présence de roches volcaniques d'âge silurien,affleurant dans l'anticlinal de Beacon Hill,au NE de Shepton Mallet.De part et d'autre de l'embouchure de la Severn,le Vieux Grès Rouge supérieur correspond à des grès quartzeux ou quartzitiques,interstratifiés avec de minces lits de shales et quelques bancs de conglomérats quartzeux.On note ici une plus grande abondance de feldspaths.Le Calcaire



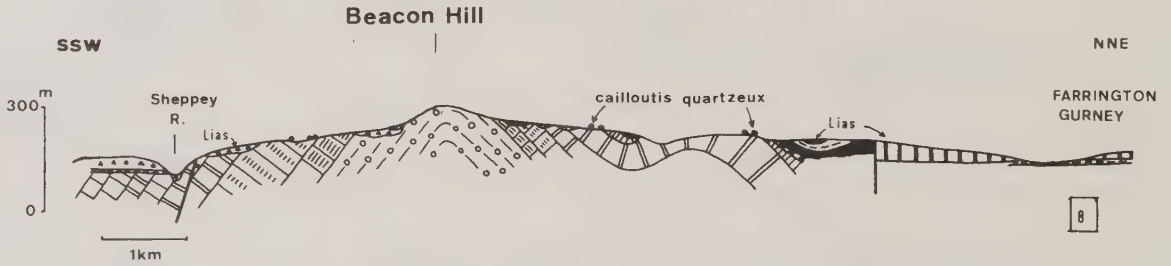
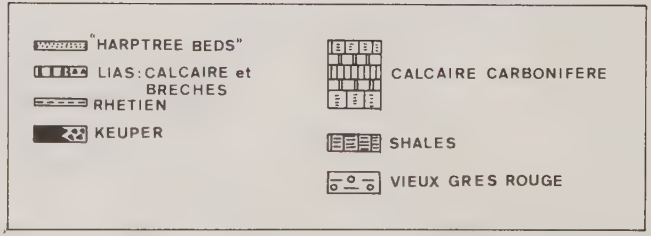


Fig.98 COUPES des MENDIPS ORIENTALES



Carbonifère dépasse 1000m d'épaisseur.Il est concordant sur le Vieux Grès Rouge et débute par l'habituel "Lower Limestone Shale".Au-dessus,on trouve de bas en haut:

- Le "Black Rock Limestone",calcaire noir ou gris sombre,plus ou moins massif avec deux horizons de cherts,en lits ou en nodules.La partie supérieure est dolomitisée.
- La "Burrington oolite",calcaire oolithique généralement très massif,passant latéralement,vers le SW à un calcaire grossier,le "Vallis Limestone".
- Le "Clifton Down Limestone",calcaire biomicritique,riche en cherts.
- L'"Hotwells Limestone",calcaire de type biosparite ou oosparite,généralement massif.Vers le haut,des grès quartzitiques et des shales sont interstratifiés.

Les Coal Measures affleurent rarement: elles sont presque toujours recouvertes par la couverture mésozoïque.On ne les voit qu'au Nord et NE de Shepton Mallet,à moins de 200m.

La couverture mésozoïque est beaucoup mieux conservée que sur l'autre rive de l'estuaire de la Severn.On peut reconstituer avec une assez grande précision les topographies prê-triasique et pré-liasique,et en reconnaître les témoins dans le relief actuel.

°°°

2) PLACE DES TOPOGRAPHIES PRE-TRIASIQUE ET PRE-LIASIQUE DANS LE RELIEF ACTUEL.

A) A l'Ouest des Mendips,sur la colline de Bleadon (fig.96,coupe 1),la surface topographique tronque les couches de calcaire carbonifère déformées en anticlinal dissymétrique.Sur les flancs Nord et Sud,le "Dolomitic Conglomerate",formé de fragments calcaires,fossilise le bas des versants sous leurs propres débris. Entre les collines de Loxton et de Compton,la rivière Lox Yeo coule dans une large dépression très évasée se raccordant à des versants raides où affleure le calcaire carbonifère.La dépression est tapissée de Keuper: siltstones dans le fond,brèches au bas des versants.Il s'agit donc d'un couloir pré-triasique.Dans tout ce secteur,le *Keuper avait colmaté un relief d'inselbergs que l'érosion différentielle n'a pas encore réussi,aujourd'hui,à exhumer de sa couverture triasique.*

Au bois de Christon (ST 370 580),sur le flanc Nord de la Bleadon Hill, un lambeau d'argiles rhétiennes est conservé sur un replat tronquant le calcaire carbonifère à 90-105m (coupe 1).La présence de ces sédiments marins,au pied d'un talus d'une cinquantaine de mètres suggère qu'on a là une *plate-forme d'abrasion marine contemporaine de la transgression rhétienne*.Les mêmes argiles rhétiennes, épaisses de 10m,se trouvent de part et d'autre de la colline,à 22m d'altitude au Nord et à 15m environ au Sud.Il apparaît donc que,dans ce secteur occidental des Mendips,*le relief résulte d'un rejeu post-rhétien de l'anticlinal pré-triasique*.Le soulèvement fut suffisamment modeste pour que la topographie pré-liasique soit encore nettement inscrite dans le relief actuel.Les sommets tabulaires des collines calcaires (Bleadon Hill,Loxton Hill,Compton Hill...) sont plus difficiles à identifier,car le calcaire y est tronqué sans aucun dépôt plus récent susjacent.

Plus à l'Est,dans l'axe de l'anticlinal (fig 96,coupe 2),les conglomérats et les siltstones du Keuper ont remblayé une combe creusée dans le Vieux Grès Rouge et fermée par deux crêts de calcaire carbonifère.C'est un relief d'érosion différentielle spécifique du Permo-Trias (cf.supra p.125).Là aussi,*la topographie pré-triasique est donc en cours d'exhumation,par déblaiement de la couverture mésozoïque,moins résistante que le calcaire.*

B) L'importance de l'héritage pré-triasique diminue rapidement vers l'Est.

Dans la région de Shipham (fig.96,coupe 3),l'axe de l'anticlinal est encore creusé en combe dans le Vieux Grès Rouge.C'est une dépression pré-triasique car elle est occupée par le "Dolomitic Conglomerate" du Keuper,qui peut dépasser localement 100m d'épaisseur.Il en est de même des ravins et vallées sèches découpant les flancs Nord et Sud des Mendips.

Vers l'Est,au niveau du Blackdown (fig.97,coupe 4),*l'échelle de résistance responsable du relief actuel est l'inverse de celle du Permo-Trias:* le Vieux Grès Rouge est en relief,le calcaire carbonifère aplani en contrebas,selon un dispositif analogue à celui de Gower ou du Pembrokeshire méridional.Il n'a pu se mettre en place au Trias.Le plateau tronque nettement d'anciennes vallées pré-triasiques (fig 97,coupe 4).

La même échelle de résistance,totalement différente de celle du Trias, caractérise le relief des Mendips centrales et orientales (fig.97 et 98,coupes 6,7 et 8).Les coupes géologiques montrent que la surface topographique recoupe en biseau les couches mésozoïques (Keuper,Rhétien,Lias) (1).

Néanmoins,s'il est clair que le plateau actuel diffère sensiblement de la topographie infra-liasique,*le volume total de roches enlevées par l'érosion*

(1)Ces problèmes de géomorphologie climatique ont été évoqués par Ford et Stanton (1968).

post-liasique paraît assez faible: en effet,des fissures du calcaire carbonifère sont remplies de matériel d'âge liasique (cf.Green et Welch,1965,p.106),notamment autour de la ferme d'Ubley Warren (vers ST 512 553).

Cela explique que,très localement,des formes de relief directement héritées du Rhétien ou du Lias,puissent être conservées presque intactes: c'est le cas au Sud d'East Harptree où un talus d'une trentaine de mètres de dénivellation de la ferme de Green Down (ST 571 539) à celle de Nedge Hill (ST 585 515),est probablement une *ancienne falaise marine pré-rhétienne*.Parfois,il coïncide avec le contact des shales et du Vieux Grès Rouge (fig.98,coupe 7),mais ailleurs,il tronque le calcaire carbonifère.Les argiles marines rhétiennes tapissent la plateforme calcaire au pied du talus.

L'exhumation de cette falaise marine doit être très récente pour que les sédiments marins corrélatifs aient été conservés jusqu'à nos jours.

Les plateaux des Mendips,à l'Est du méridien de Cheddar,sont donc dérivés des topographies pré-triasique et pré-liasique.Ils incorporent quelques éléments de celles-ci,mais,dans l'ensemble,ils représentent un relief élaboré beaucoup plus tardivement,dans des systèmes morphoclimatiques très différents.

°°°

3) MISE EN EVIDENCE D'UN APLANISSEMENT POST-LIASIQUE SUR LES MENDIPS.

Les indices d'un aplanissement post-liasique apparaissent dans la région de Shipham: au Sud de la combe pré-triasique,le revers du crêt calcaire,sur la Callow Hill,vers 245m d'altitude,tronque les couches carbonifères inclinées de 25 à 30° vers le Sud.Au-dessus de la carrière des Callow Rocks,le calcaire,localement dolomitisé,s'altère en sables passant vers le haut à une *argile rouge compacte où la kaolinite est dominante*,associée à de l'illite et à de la chlorite (échantillon 73-246).Ces altérites en place n'ont pu se former au Permo-Trias (cf.supra p.81),car la kaolinite est absente de la roche-mère.Elles sont corrélatives d'une surface d'érosion tronquant les calcaires et le remblaiement triasique de la combe de Shipham.

Cette surface se prolonge avec de plus en plus de netteté vers l'ESE,rabotant les couches calcaires fortement inclinées et recoupant celles du Trias et du Lias sous un angle plus faible (fig.97 et 98,coupes 6 et 7).Dans son allure actuelle,*l'aplanissement est post-liasique,mais il implique l'enlèvement d'un volume rocheux modeste depuis le Lias*,ainsi qu'il a déjà été dit.

A l'Est du méridien de Wells,deux types de formations superficielles nous renseignent sur son mode d'élaboration.

1°) des formations d'altération,en place,sur différentes roches-mères:

- sur des calcaires sableux ou des siltstones du Lias ou du Jurassique moyen,déposés dans des chenaux de dissolution ou des fissures du calcaire carbonifère.De beaux exemples sont visibles dans la carrière de Binegar,proche de la ferme de Highcroft (ST 619 487).La roche,finement litée,passe vers le haut à une argile limoneuse riche en quartz (25% environ) et en barytine.La *kaolinite est le minéral argileux dominant* (échantillon 73-264).Dans un chenal à flancs subverticaux,s'ou-

vrant au-dessus de la carrière,vers 222m,on retrouve le même matériel argileux riche en kaolinite et en quartz (29 à 34%) (échantillons 73-254 et 73-259),interstratifié avec des lits de gravillons émoussés de barytine (échantillons 73-255 et 73-258).

Dans le premier cas,c'est une altération *in situ;* dans l'autre,c'est un dépôt remaniant les altérites ou,épisodiquement,des filons de barytine,fréquents dans le Trias ou le Lias silicifié de cette région.

- sur des cherts résultant de la silicification du Jurassique (Lias inclus) ou du Keuper,où la calcite a été remplacée par de la silice (calcédoine et quartz). Ce sont les *Harptree Beds* des géologues britanniques,repérés en deux secteurs principaux: au NE de l'auberge de Castle of Comfort (vers ST 555 540) et entre Chewton Mendip et Oakhill,où ils reposent sur le Rhétien ou sur le calcaire carbonifère. La roche silicifiée est souvent imprégnée de barytine.Comme le processus de métasomatose intéresse des couches d'âge variable,en liaison,semble-t-il,avec la proximité de certaines failles,il paraît résulter de phénomènes hydrothermaux et n'aurait donc pas de signification morphoclimatique.Les Harptree Beds affleurent dans des positions topographiques variées,sur le plateau,mais aussi sur son rebord septentrional,près d'East Harptree.Ils sont généralement très altérés et les fragments de cherts sont emballés dans une matrice argileuse.On peut voir le passage de la roche silicifiée,très résistante,à une argile bariolée,épaisse d'une trentaine de centimètres au Wurt Pit (ST 559 539).Cette formation d'altération contient *60% de colloïdes* (moins de 2 microns) et 25% de limons fins (de 2 à 20 microns).*La kaolinite est dominante ou aussi abondante que l'illite* (échantillon 73-266).

- Le Vieux Grès Rouge supérieur est souvent désagrégé en sables,par exemple sur la Beacon Hill,au NE de Shepton Mallet.

- sur des laves ou des tufs andésitiques du Silurien.Grâce à la grande carrière de *Moons Hill* (ST 663 461),dont le sommet,à 240m,est légèrement en contrebas du Vieux Grès Rouge de la Beacon Hill,plusieurs dizaines de mètres d'altérites sont visibles.*L'arène proprement dite dépasse 15m.*En raison de la variété lithologique du matériel volcanique,l'altération prend différentes formes (voir p.596).Dans la zone de départ,le minéral argileux dominant est la vermiculite associée à une moindre quantité de kaolinite.Les feldspaths plagioclases sont très altérés.Il ne reste du profil d'altération que l'horizon C,tronqué et raviné par une nappe de cailloutis (voir ci-dessous).

Comme au Pays-de-Galles,on ne trouve jamais de paléosols bien conservés, avec tous leurs horizons,bien qu'on ne puisse invoquer ici l'action des glaces. Ce ne sont pas celles-ci qui ont "raboté" les horizons supérieurs,mais des épandages caillouteux constituant le deuxième type de formations superficielles.

2°) des nappes de cailloutis siliceux émoussés,généralement fortement altérés.

On les observe surtout dans les Mendips orientales,mais on en a repéré aussi sur la Callow Hill,au Sud de Shipham.

- dans la carrière de Binegar,déjà citée,les argiles dérivées du Lias sont recouvertes de gravillons et de cailloutis émoussés: dragées de quartz,galets de Vieux Grès Rouge,nodules de chert.Tout ce matériel est très altéré.Les nodules de chert sont souvent creux,les grès sont friables.
- à Leigh-on-Mendip (ST 693 479),une carrière de calcaire carbonifère,s'ouvrant à 198m d'altitude,exploite des bancs redressés à la verticale où les cherts se présentent en lits ou en nodules.Un chenal rectiligne,large de 3,5m environ,limité par deux plans stratigraphiques a été comblé par des cailloutis très altérés comprenant des galets de Vieux Grès Rouge,des cherts "pourris",des quartz cariés.Les

plus gros éléments ont une vingtaine de cm.L'ensemble est mal classé et sans stratification nette.

- les arènes dérivées des andésites siluriennes de la carrière de Moons Hill sont ravinées par une épaisse nappe de cailloutis et de galets émoussés.Localement,ceux-ci reposent directement sur de la roche "pourrie" ayant conservé sa structure initiale (altération isovolumétrique).On y trouve:

des fragments de Vieux Grès Rouge,friables,à coins arrondis,

des dragées de quartz bien rondes car dérivées probablement des conglomérats dévoniens,mais très fragiles sous le marteau,

des galets d'andésite très altérés.

Ce matériel n'est jamais stratifié ni trié: des amas de galets de 5 à 7cm voisinent avec des paquets de gravillons.Le tout est emballé dans une matrice sablo-limoneuse peu abondante.

La superposition des deux types de formations témoigne de *deux systèmes morphoclimatiques successifs:*

1.Une longue phase d'altération désagrégeant sur une grande profondeur les grès conglomératiques du Vieux Grès Rouge et les tufs et laves andésitiques,transformant les cherts et calcaires silicifiés en altérites argileuses riches en kaolinite.

2.Une deuxième phase,brutale,voit la mobilisation des altérites préalablement formées et la mise en place de vastes épandages caillouteux,sous l'action d'écoulements à forte compétence mais dont le régime contrasté ne permettait pas de trier les alluvions.Ce sont des caractéristiques identiques à celles des cailloutis du Pembrokeshire méridional,avec cependant une différence: dans les Mendips,le matériel n'a pas été lavé de ses éléments fins comme sur le plateau de Bosherston. L'absence de galets de calcaire suppose que celui-ci était dissout superficielle-

ment sans fournir de débris,ou que le calcaire a disparu après le dépôt.

Beaucoup de galets étant à la fois très friables et émoussés,il est probable que leur fragilité n'a été acquise qu'après leur transport: une nouvelle phase d'altération chimique,plus modérée et plus courte a suivi l'épisode rhexistasique.

Ces formations caillouteuses sont *corrélatives d'une topographie différenciée* où des collines gréseuses dominaient des aplanissements développés en contrebas sur le calcaire carbonifère,la couverture mésozoïque et les andésites siluriennes.Comme pour le Sud du Pembrokeshire,l'imperméabilisation des fissures de la roche par des formations argileuses riches en limonite ou en goethite (1), a dû préparer l'aplanissement du calcaire.Celui-ci résultait de l'association d'une corrosion superficielle du calcaire et du transport d'un matériel siliceux allochtone,assez perméable.

Cependant,l'aplanissement du calcaire à 60m environ au pied des collines gréseuses de Blackdown et de North Hill (fig.97,coupes 4 et 6) peut difficilement s'expliquer par la seule érosion différentielle: d'épais remblaiements de conglomérats triasiques à éléments de calcaire carbonifère sont conservés sur ces collines.Le relief actuel est inversé par rapport à ce qu'il était au Keuper.Il faudrait donc supposer qu'une tranche de plus de 100m de calcaire a disparu depuis cette époque.Or,on sait par ailleurs que le volume rocheux enlevé dans cette région,après le Lias,fut suffisamment faible pour permettre la préservation d'un matériel liasique dans les fissures du calcaire.

Seul,un rejeu des anticlinaux peut expliquer cette contradiction: C'est lui qui a préparé la mise en relief des grès,selon un schéma analogue à celui de

---

(1) Autrefois,elles étaient exploitées un peu partout sur le plateau des Mendips (cf.Green et Welch,1965,p165).

Gower,quoiqu'en plus modeste.

Dans les Mendips orientales,une même surface d'aplanissement,développée sur le calcaire carbonifère,le Keuper,le Lias et les Harptree Beds,ainsi que sur les tufs et laves andésitiques du Silurien,occupe l'essentiel de la superficie du plateau.Le Vieux Grès Rouge supérieur donne de modestes collines dominant de quelques dizaines de mètres cet aplanissement (fig.97 et 98,coupes 6,7 et 8).Les épandages caillouteux décrits précédemment sont corrélatifs d'un processus de *pédimentation* qui,en dehord des calcaires,s'est élaboré aux dépens d'altérites et non de roches cohérentes.

Comme les bassins-versants constitués par les inselbergs de grès dévonien étaient très étroits,il fallait que les précipitations soient très brutales pour alimenter,sur des pentes modérées,des écoulements plus ou moins boueux charriant,sur de faibles distances,de grosses masses de galets et de cailloutis.

Ici,aussi,la résistance des grès dévoniens ne peut expliquer à elle seule leur position culminante.Au Nord de Wells,sur la colline de Pen Hill,la présence de conglomérats triasiques à éléments calcaires recouvrant le Vieux Grès Rouge à plus de 275m d'altitude implique une *inversion de relief par rapport au Keuper et,comme à l'Ouest,un rejeu de l'anticlinal.*

Au NE de Shepton Mallet,les andésites siluriennes sont généralement aplanies en contrebas du Vieux Grès Rouge,comme à Moons Hill,mais on les trouve aussi en position culminante,à plus de 275m,à l'Est de la Beacon Hill,à même altitude que le Dévonien.Un gauchissement prenant en écharpe les affleurements paléozoïques selon un axe légèrement oblique par rapport à l'anticlinal hercynien,pourrait expliquer cette disposition.

La tectonique post-liasique est donc essentielle pour comprendre l'origine du modelé d'érosion différentielle du plateau des Mendips: elle a créé un

système de pentes où le calcaire était placé en aval de collines gréseuses.

°.°

4) INTERPRETATION MORPHOLOGIQUE DES BORDURES NORD ET SUD DES MENDIP HILLS.

Résultent-elles simplement de l'exhumation plus ou moins complète de la couverture mésozoïque? Ford et Stanton rappellent que W.Davis proposa le nom de "mendip" pour désigner toute forme de relief exhumée (Ford et Stanton,1968),mais eux-mêmes rejettent cette explication.

En fait,l'extrêmité occidentale des Mendips,à l'Ouest de la cluse de Winscombe,correspond à peu près,on l'a vu,à la topographie pré-rhétienne: la colline de Bleadon est entièrement "enveloppée" par le Trias (Keuper et Rhétien).Cependant,la déformation des argiles rhétiennes indique un ou plusieurs rejeux post-triasiques de l'anticlinal,totalisant une centaine de mètres de commandement.Faute de sédiments plus récents,on ne connaît pas la date des dernières déformations, mais elles doivent être récentes puisque l'érosion n'a pas eu le temps de déblayer les argiles du bois de Christon (voir p.398).Dans ce secteur,à l'exhumation incomplète de la topographie pré-rhétienne,s'est donc ajouté un *léger gauchissement* de celle-ci.

A l'Est de la cluse de Winscombe,les pédiments reconnus sur les Mendips sont nettement perchés au-dessus des dépressions voisines (Somerset Moors au Sud, région de Chew Magma au Nord).Si les bordures des Mendips résultaient d'une sim-

ple exhumation de la topographie triasique,cela impliquerait que le Mésozoïque ait été assez épais pour que le sommet de la sédimentation ait dépassé l'altitude du plateau.Au Nord,les dépôts les plus récents sont les calcaires du Jurassique moyen (Inferior Oolite).Au Sud de Bristol,sur la colline de Dundry,ils n'atteignent pas 240m.Au SE,à Doulting,près de Shepton Mallet,le sommet de l'Inferior Oolite n'est qu'à 213m,bien au-dessous des points culminants de la Beacon Hill (cf.Kellaway et Welch,1948,Pl.XII,coupe B).Les caractéristiques de la sédimentation de l'Inferior Oolite indiquent une activité simultanée des anticlinaux des Mendips et de Bath (Kellaway et Welch,1948,p.70).Les séquences s'amincissent aux abords des Mendips.Il en est de même pour le Jurassique supérieur.Quant au Crétacé,il n'a pas été repéré dans cette région et,plus à l'Est,en bordure de la plaine de Salisbury,il présente un faciès littoral (cf.p.154).Le fait qu'on ne trouve pas de matériel plus récent que le Jurassique moyen dans les fissures du calcaire carbonifère affleurant sur les Mendips,suggère que celles-ci n'ont pas été submergées par les mers du Jurassique supérieur et du Crétacé.

L'aplanissement post-liasique des Mendips n'a pu se développer qu'à la faveur d'une relative stabilité de l'axe des Mendips,n'excluant pas néanmoins une activité modérée des anticlinaux à noyaux de Vieux Grès Rouge.

Sa position actuelle,perchée au-dessus des plaines ou dépressions voisines,ne peut résulter de la seule érosion différentielle: la bordure escarpée des Mendips,vers le Sud,à l'Ouest de Wells (coupes 3,4,5,6) correspond à des versants raides contre lesquels sont restés plaqués,parfois jusqu'au sommet (coupe 6),des sédiments peu résistants,comme les conglomérats du Keuper qui se désagrègent aisément par dissolution du ciment calcaire,ou comme les calcaires du Lias inférieur. Au SE de Wells,les buttes coiffées de calcaire liasique permettent de mesurer la réalité de l'érosion différentielle dans ce secteur: elles dominent les dépressions

intermédiaires creusées dans les siltstones du Keuper,de 105 à 120m seulement.

L'essentiel de l'escarpement méridional des Mendips est calqué sur une *flexure ou un gauchissement de la surface d'aplanissement post-liasique,à la suite d'une réactivation brutale de l'axe structural des Mendips,sous la forme d'un large anticlinal coffré* (fig.97)(1).

Dans les Mendips orientales et sur la bordure septentrionale,les choses sont encore plus claires: la couverture mésozoïque très bien conservée permet de préciser l'allure du gauchissement de la surface d'aplanissement tertiaire.Dans la région de Shepton Mallet,les épandages caillouteux ont laissé suffisamment de témoins pour qu'on puisse reconstituer les pédiments (coupe 8).Dans ce secteur, contrairement à ce qui se passait plus à l'Ouest,il n'y a pas eu de flexuration brutale de l'aplanissement post-liasique: *le gauchissement s'est fait sans rupture de pente très nette,*si bien qu'il est impossible de déterminer,à partir des témoins actuels,qu'elle était l'inclinaison originelle des pédiments.

°_°

(1) Cette hypothèse serait confirmée si l'on retrouvait sur les collines des Somerset Moors des formations corrélatives du même aplanissement.Cette vérification n'a pu être faite au Sud des Mendips.Par contre,au Nord,dans la région de Bristol, des cailloutis siliceux ont été repérés reposant sur le calcaire aplani.Ils ont été interprétés comme d'origine glaciaire (Hawkins et Kellaway,1971),mais cela paraît peu probable eu égard à l'absence de fragments calcaires et à l'allure du matériel.

5) LA DISSECTION DES MENDIPS ET LE RESEAU DE VALLEES SECHES.

Le drainage des Mendips se présente différemment à l'Est et à l'Ouest: à l'ESE d'une ligne Pen Hill-Chilcompton,les calcaires n'occupent que de faibles su perficies,si bien que beaucoup de vallées sont régulièrement drainées.Lorsque les rivières traversent un affleurement calcaire,les eaux s'infiltrent.Il en est ains du petit ruisseau qui se perd à Windsor Hill (ST 619 455) et réapparaît en aval s le Keuper,ou de ceux qui convergent vers Wells et alimentent de grosses sources tout autour de la ville.Dans ce secteur,les rivières divergent à partir des colli gréseuses de Pen Hill et de Beacon Hill.

Le centre des Mendips est à peine disséqué.On y reconnaît pourtant un *mo delé fluviatile fossile,*sous la forme de gouttières étroites et marécageuses:

- entre les collines gréseuses de North Hill et de Stock Hill (vers ST 546 512) une dépression à fond très plat,large de 100 à 200m,profonde de 30m environ,décri d'amples sinuosités.Elle s'allonge en amont d'un vallon beaucoup plus étroit et re tiligne,incisé dans le calcaire carbonifère,dont le tracé est exactement perpendi culaire au sien.Le vallon s'approfondit vers le NW jusqu'à la vallée des gorges d Cheddar.*Sa pente s'accentue rapidement vers l'aval,*en même temps que son encaisse ment.
- un cas semblable est offert par le *Velvet Bottom* (vers ST 496 552),dépressio sinueuse,bien calibrée,à fond très plat,large de 80m environ,encaissée de 10 à 40 dans les "Lower Limestone Shales" puis dans le calcaire ("Black Rock Limestone"). Elle se retrécit brutalement en aval où elle fait place à un ravin étroit en V,à pente raide,débouchant sur le réseau du Cheddar.

Dans les deux cas précédents,les dépressions à fond plat ont un tracé in pendant des limites d'affleurement ou des failles.Elles se situent sur le plateau

en amont des ravins et gorges entaillant les bordures des Mendips.Leur pente longitudinale,très faible,contraste avec celle des vallées aval.Leur fond plat correspond à un remblaiement d'alluvions présentant une fine stratification horizontale où alternent sables fins et argiles limoneuses.Ces alluvions disparaissent en aval où la pente s'accroît brutalement.

La partie occidentale des Mendips,là où l'énergie de relief est la plus forte,possède les vallées sèches les plus profondes: gorges du Cheddar,au Sud, combe de Burrington et de Roxberrow au Nord,cluse de Shipham.L'incision a mis à nu de pittoresques corniches rocheuses.

L'origine de ces vallées sèches a fait l'objet de nombreuses hypothèses que rappellent Ford et Stanton (1968):

- effondrement de grottes et de salles souterraines (Dawkins,1862; Stride et Stride ,1947).
- stade de jeunesse d'un cycle karstique (Coleman et Balchin,1960).
- réseau fluviatile en système périglaciaire avec permafrost (Reynolds,1927; Corbel,1957; Stanton,1964; Ford et Stanton,1968).

La première hypothèse est incapable d'expliquer la formation d'un réseau ramifié comme celui du Cheddar.Par ailleurs,les grottes de la région ne coïncident pas du tout avec l'emplacement des vallées sèches (Ford,1964).La troisième explication considère que seule l'imperméabilisation du calcaire par le gel a permis l'écoulement superficiel des eaux et la naissance de vallées subaériennes.Or, le développement d'un réseau de vallées,sous les climats chauds et assez secs du Permo-Trias,montre que,*dans certaines conditions morphotectoniques,le drainage superficiel du calcaire prend le pas sur l'écoulement souterrain.*Un climat assez sec avec des écoulements temporaires brutaux et une forte énergie de relief caractérisaient cette période.

Dans le cas des Mendips occidentales,deux faits sont à considérer:

1) Les rapports entre le réseau de vallées sèches et les vallées pré-triasiques. Sur la bordure Nord,où l'incision est moins profonde,(la combe de Burrington ne s'encaisse que d'une soixantaine de mètres dans le plateau),le lien entre les deux est étroit: toutes les vallées sèches,au moins en aval,sont creusées dans les conglomérats du Keuper.L'axe de l'incision récente ne coïncide généralement pas avec le talweg pré-triasique,mais il est évident que,au départ,l'écoulement superficiel s'est concentré de préférence sur les affleurements de Keuper.Pour que les vallées en formation se développent,l'incision devait être plus rapide que l'enfoncement du réseau karstique souterrain.*Une tectonique active abaissant simultanément le niveau de base local créait les conditions favorables à un tel processus.*

Sur la bordure Sud,les Gorges du Cheddar sont entièrement taillées dans le calcaire carbonifère.Le Keuper conglomératique n'apparaît que dans la vallée affluente de Longwood,en amont.Il n'est pas exclu que là aussi,au départ,l'incision se soit localisée sur une ancienne vallée pré-triasique comblée de matériel conglomératique; mais,contrairement à la combe de Burrington,le creusement a été suffisant pour déblayer complètement le Trias.Le profil des vallées sèches sur cette bordure méridionale est significatif: *le pente augmente vers l'aval*,suggérant que l'enfoncement du talweg répondait à un soulèvement simultané du plateau. L'érosion régressive n'a pas eu le temps de régulariser le profil et n'a pas atteint les vallées mûres du plateau,à fond plat et à pente très faible.

2) Le creusement des vallées des Mendips occidentales se place après l'élaboration des pédiments qui suppose l'absence de concentration des écoulements: il serait *corrélatif du rejeu brutal du dôme des Mendips*,le soulèvement étant plus accentué au Sud qu'au Nord.

L'assèchement des vallées implique le développement rapide d'un réseau karstique souterrain.Deux conditions sont susceptibles de le favoriser: la première,d'ordre climatique,aurait consisté dans l'humidification et le rafraîchissement du climat; la deuxième,d'ordre tectonique,aurait vu l'arrêt du soulèvement du plateau par rapport aux dépressions voisines,permettant au réseau karstique souterrain de rattraper le niveau des talwegs.

On est sûr que les vallées sèches existaient déjà lors de la dernière période froide (Devensien),car on retrouve dans les grottes s'ouvrant sur leurs flancs,une faune de cette époque.D'autre part,leurs versants ont été modelés par des processus périglaciaires.Aujourd'hui,elles sont jalonnées de dolines créées par la dissolution superficielle,là où les eaux de surface se concentrent.

C'est donc essentiellement l'activité plus ou moins vigoureuse du dôme des Mendips et des anticlinaux associés qui a déterminé les systèmes d'écoulement et,par voie de conséquence,les types de modelés: pédimentation ou,au contraire, brutale incision guidée préférentiellement par les affleurements de Keuper. Dans l'Est des Mendips,les pédiments ont été beaucoup mieux conservés qu'à l'Ouest car la crise tectonique n'a pas augmenté très fortement l'énergie du relief,dans ce secteur.

°°°

Les Mendip Hills présentent de nombreuses affinités avec le Sud du Pays-de-Galles:

1°) On y retrouve *une surface d'érosion constamment regradée* sous un climat chaud d'abord humide puis plus sec,dans un contexte de relative stabilité tectonique: il y avait *équilibre morphologique entre l'ablation et le soulèvement des axes anticlinaux.*

2°) Depuis le Lias et même le Trias,*la tranche de sédiments enlevés par l'érosion est remarquablement mince*,permettant la conservation de quelques éléments de la topographie pré-liasique.

3°) Un rejeu plus accentué des anticlinaux hercyniens a rompu l'équilibre morphologique établi précédemment.A la faveur sans doute d'une péjoration du climat et d'un appauvrissement brutal du couvert végétal,des épandages plus ou moins boueux se sont mis en place,guidés par les systèmes de pente nés de ces déformations tectoniques.Ils précèdent l'incision des vallées et un nouveau soulèvement, brutal,du dôme des Mendips.

La fraîcheur des formes de relief créées par cette ultime surrection, le maintien d'un matériel très peu résistant dans des positions topographiques culminantes,le profil longitudinal des vallées sèches entaillant les bordures des Mendips,suggèrent un âge très récent pour cette tectonique,Quaternaire ancien,par exemple.C'est une conclusion qui concorde avec la corrélation que l'on peut établir entre les épandages caillouteux des Mendips et du Pembrokeshire méridional et ceux qui ravinent les sables rouges pliocènes du Massif Armoricain (cf.C.Klein 1975,p.729).

E) LE NORD-EST DU MASSIF GALLOIS (1).

Ce terme inclut ici tout ce qui se trouve à l'Est d'une ligne joignant la pointe de Great Ormes (Pen Gogarth) à Denbigh,Llangollen et Llansilin (SJ 209 283),au Nord de la vallée du Vyrnwy et à l'Ouest de l'estuaire de la Dee et d'une ligne Buckley-Wrexham-Oswestry.A l'intérieur de ce quadrilatère,mesurant environ 70 km sur 30 km,les paysages sont variés et permettent de distinguer 5 grands ensembles morphologiques (fig.99).

- La bordure Nord-orientale des "Denbighshire Moors".
- Le Vale of Clwyd et ses bordures.
- La Clwydian Range et sa retombée orientale jusqu'à l'estuaire de la Dee et la plaine du Cheshire.
- Les hautes surfaces couvertes de landes de la région de Llangollen (Llantysilio Mountain,Cyrn y Brain,Esclusham Mountain,Eglwyseg Mountain,Ruabon Mountain, Berwyn Hills...) et la vallée de la Dee.
- Les plateaux intermédiaires entre les Berwyn Hills et la plaine du Shropshire, à l'Ouest d'Oswestry.

Comme dans le reste du Pays-de-Galles,des tentatives ont été faites pour appliquer à cette région un modèle de plates-formes étagées créées dans un système d'érosion cyclique (H.Wilkinson et S.Gregory,1956; E.H.Brown,1957 et 1960; Embleton,1957; E.H.Brown et A.Harris,1969).Ces hypothèses impliquant *a priori*

(1) Cartes topographiques à 1/63 360: n° 107,108,117
à 1/25 000: SJ 06,07,08,15,16,17,18,22,23,24,25,26 et 27

Cartes géologiques à 1/63 360: n° 95,96,107,108,121,137.

l'absence de déformations tectoniques récentes,sont-elles justifiées? Le témoignage des formations corrélatives et l'analyse morphostructurale nous fournissent ici des éléments permettant la reconstitution au moins partielle de l'évolution morphologique antérieure aux glaciations.

1) LA BORDURE NORD-ORIENTALE DES DENBIGHSHIRE MOORS.

Les Denbighshire Moors constituent un ensemble assez monotone,à des altitudes dépassant souvent 350m.Le paysage se compose de collines convexes où la roche est à nu.Leurs flancs inclinés de 6 à 7°,parfois plus,tombent sur de larges dépressions à fond plat,généralement tourbeuses,où le substrat disparaît sous d'épaisses formations argilo-sableuses truffées de cailloux d'origine locale,d'où émergent de petits monticules rocheux.Ce relief est modelé dans une série schisto-gréseuse du du Silurien.

Ce sont des turbidites déposées dans une mer profonde (fig.100).A la base les *Denbigh Grits* (Wenlock) sont des mudstones avec quelques bancs gréseux.Au-dessus les *Nantglyn Flags* (Wenlock supérieur et Ludlow inférieur) forment une série monotone à dominante pélitique encadrée par deux ensembles plus gréseux (Cummins,1959). Les principaux faciès sont:

- des mudstones gris-bleu,massifs quand ils ne sont pas altérés.Les grains,de taille limoneuse principalement,sont liés par un *ciment de calcite*.Le minéral dominant est le *quartz*.Au microscope,apparaissent aussi des lamelles de mica disposées parallèlement au litage.La matrice,trop fine pour être identifiée en lame

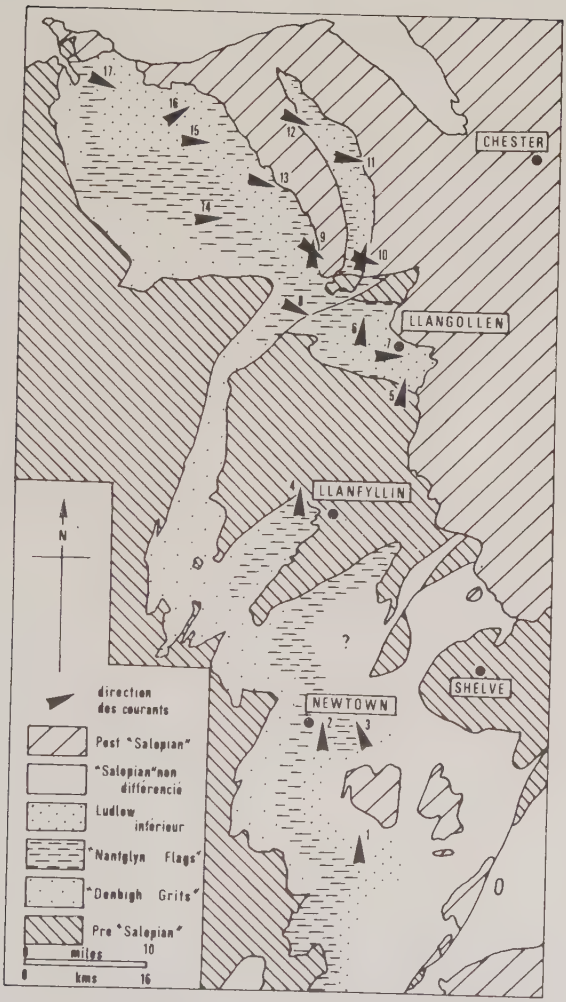


fig100 CARTE MONTRANT LES AFFLEUREMENTS DES "DENBIGH GRITS", DES NANTGLYN FLAGS ET DES GRITS DU LUDLOW INFERIEUR AVEC LES DIRECTIONS DES PALEOCOURANTS

d'aprés Cummins 1959

mince,consiste en cristaux bien orientés.Le minéral secondaire le plus important est la pyrite.

- des "laminated muddy siltstones",qu'on peut traduire par "siltstones argileux finement stratifiés".Le pourcentage de limons est plus important que dans le faciès précédent.Une structure finement laminée apparaît nettement.La composition minéralogique est la même que celle des mudstones.

- des siltstones calcaires,de couleur gris-clair et rarement clivés.Ils sont formés essentiellement de *quartz cimenté par de la calcite*.Le mica est abondant, la pyrite commune mais en faible quantité.Dans ce faciès,on observe fréquemment un granoclassement ou une fine stratification oblique.

- des grauwackes ou subgrauwackes souvent assez riches en feldspaths (10 à 20% du total de la roche).

Les couches,fortement clivées et plissées sont hachées de failles.Cette structure complexe apparaît mal dans le paysage,car la lithologie est peu contrastée.On remarque cependant à la périphérie septentrionale et orientale des Denbighshire Moors une bande de terres plus basses où les interfluves ne dépassent presque jamais 280m.A l'Ouest de Denbigh,ils s'abaissent même à moins de 200m. Cette bande correspond à une série presque uniquement schisteuse (mudstones principalement.Les quelques sommets plus élevés,tel le Moelfre Isaf (SH 951 734),coïncident avec des affleurements gréseux.

Le modelé porte discrètement la marque de l'érosion (roches polies ou moutonnées sur les hauteurs) ou de l'accumulation glaciaire,dans une zone de glaces stagnantes ou peu mobiles: quelques *crag-and-tails* à noyaux de roche en place, plutôt que de véritables drumlins,sont localisés dans les dépressions (Embleton, 1970,p.69).L'origine même des collines et des dépressions est cependant antérieure à la glaciation et résulte probablement de l'*altération différentielle du socle*

gréso-schisteux ,à la suite du soulèvement épeirogénique de la région (1).

En s'approchant de la côte de la mer d'Irlande et du Vale of Clwyd,le paysage se diversifie en même temps que le cadre structural.Les altitudes s'abaissent à moins de 200m.Les formes deviennent plus vigoureuses,des corniches rocheuses apparaissent.*Le calcaire carbonifère constitue l'ossature du relief* et donne, par exemple,les belles falaises subverticales de la pointe de Great Ormes.Sur cet éperon,culminant à 207m,la surface est très vallonnée,parfois presque chaotique. Les couches,déformées en synclinal,sont recoupées en biseau et une série de petites corniches monoclinales souligne l'hétérogénéité de la série calcaire.En surface,la roche est nue,le plus souvent sans dépôt fluvio-glaciaire ou marin.

A l'Ouest et au SW d'Abergele,le Carbonifère,discordant sur le Silurien, débute par des grès rouges friables et des shales verts ou rouges.Ces couches, peu résistantes,au contact du socle gréso-schisteux sous-jacent et des calcaires supérieurs,donnent localement une dépression périphérique,de type classique,bien visible par exemple au Sud de Llysfaen (vers SH 890 770) (fig.101,coupes 1 et 2). Elles est bordée vers le NNE par un crêt calcaire dont le tracé est compliqué par une série de failles obliques.Sur son front,le crêt se décompose en plusieurs corniches rocheuses étagées,taillées dans les bancs les plus massifs.Ceci est particulièrement net à l'Ouest de la vallée du Dulas qui traverse de part en part l'affleurement calcaire suivant un tracé N-S très rectiligne,peut-être guidé par une fracture.

---

(1) D'après Embleton,la glaciation des Denbigshire Moors se placerait au "Würm ancien" (Embleton,1970,in C.A.Lewis,p.61).On sait maintenant qu'il n'y a pas eu de glaciation avant la fin du Devensien (voir 3ème Partie,p.658).Les erratiques d'origine galloise repérés par Boswell (1949) dans la partie occidentale des Denbighshire Moors se seraient mis en place lors de la glaciation fini-devensienne,mais l'extension de celle-ci à l'ensemble des Moors n'est pas évidente (cf.A.Fishwick,1977).

Cette vallée a un fond plat,large de 200m au moins,bordé de chaque côté par des corniches calcaires.Elle est occupée par des masses importantes de matériel fluvio-glaciaire.Comme celle de la Gele,plus à l'Est,elle servait d'exutoire,lors des périodes froides du Quaternaire,aux alluvions fluvio-glaciaires accumulées en amont ou de voie de pénétration pour les glaces de la mer d'Irlande.La largeur des vallées était adaptée à une charge énorme,alimentée par la fragmentation des shales et des grès.Les versants calcaires reculaient par éboulement des corniches,car des surplombs se créaient au-dessus des lits les plus gélifs.C'est à proximité de ces deux vallées que la dépression périphérique a été creusée dans les shales et grès tendres du Carbonifère inférieur.Elles formaient un niveau de base local à moins de 60m,attirant les petits ruisseaux.D'autre part,il faut tenir compte de l'hétérogénéité des lits de base du Carbonifère: au Sud d'Abergele,le faciès est plus conglomératique; il n'y a plus de dépression périphérique.

Sur le revers du Crêt,le calcaire ne donne pas de plateau d'allure régulière,comme on peut en voir dans le Sud du Pays-de-Galles,mais des surfaces accidentées *entaillées de vallons secs*.Le modèle en est le paysage que l'on voit de la route de Fjord-las Bach (SH 953 758).Les formes sont douces,avec des pentes de 4° se raccordant par de larges concavités aux dépressions.*Au sommet des collines,* le calcaire,légèrement lapiézé,porte une quinzaine de centimètres de matériel hétérogène riche en *petits cailloutis roulés non-calcaires,provenant du socle silurien (1).*

Sur la colline de Gopa Wood (SH 935 766) qui se termine par un escarpement très raide (25 à 35°,là il n'y pas de corniches rocheuses) de plus de

(1) Echantillons 73-12 et 73-13.

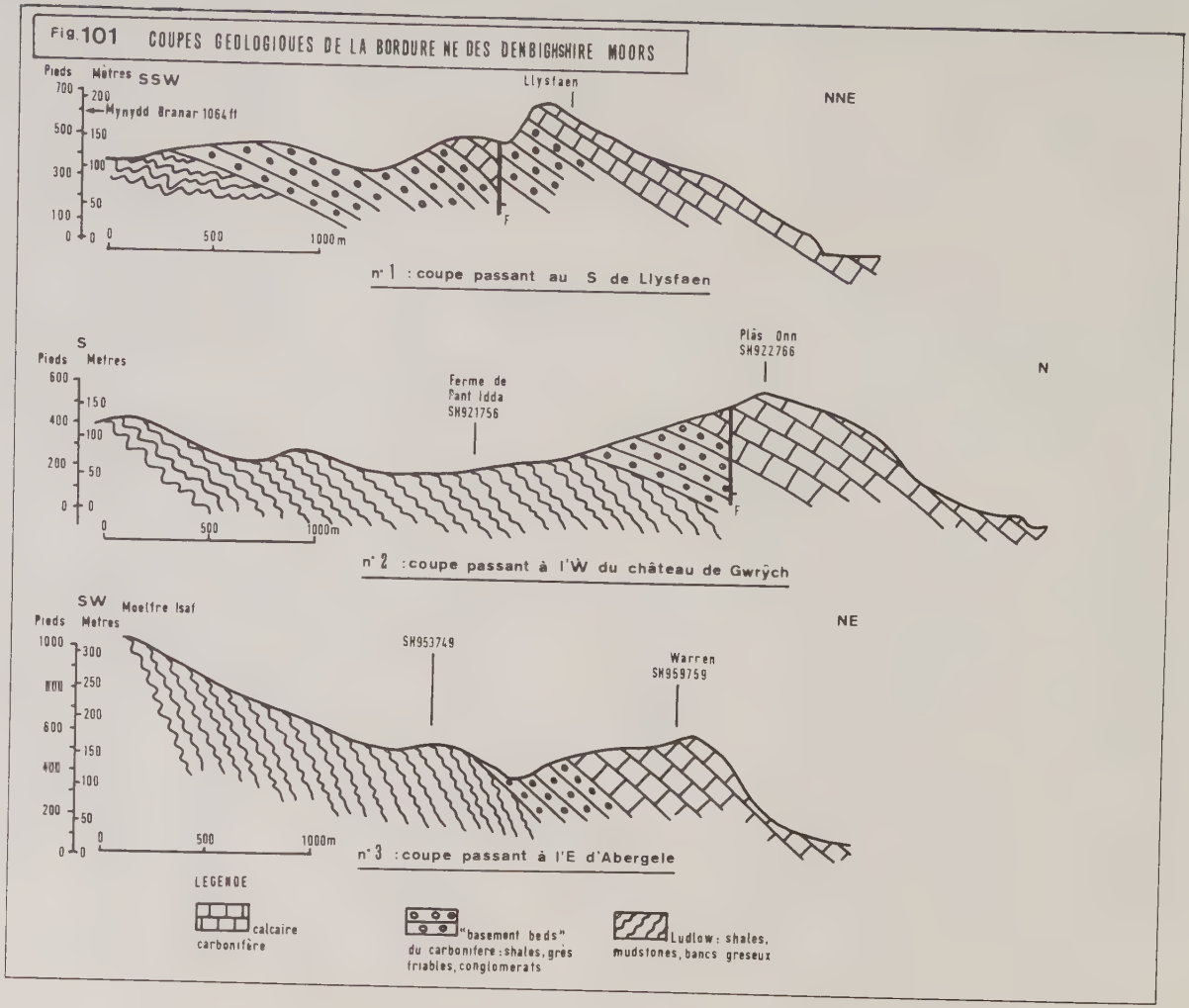


Fig.101 COUPES GEOLOGIQUES DE LA BORDURE NE DES DENBIGHSHIRE MOORS
Pieds Metres SSW
Mynydd Branar 1064 ft
Llysfaen
NNE
F
0 500 1000m
n° 1 : coupe passant au S de Llysfaen
S
Pieds Metres
Ferme de Pant Idda SH921756
Plâs Onn SH922766
N
F
0 500 1000m
n° 2 : coupe passant à l'W du château de Gwrych
SW Moeltre Isaf
Pieds Metres
SH953749
Warren SH959759
NE
0 500 1000m
n° 3 : coupe passant à l'E d'Abergele
LEGENDE
calcaire carbonifère
"basement beds" du carbonifère : shales, grès friables, conglomerats
Ludlow : shales, mudstones, bancs greseux

150m de commandement,au-dessus de la plaine littorale d'Abergele,on retrouve le même type de matériel à cailloutis roulés.En outre,une série de vallons secs en berceau,orientés SW-NE sont suspendus au-dessus de la plaine.Les versants de ces vallons sont empâtés de dépôts de pente anguleux dérivés,par fragmentation, du calcaire en place.Mêlés à cette pierraille,de petits cailloutis roulés semblables à ceux des interfluves ont été repérés,mais ils sont rares.Les vallons naissent dans des sortes d'amphithéâtres dont les flancs,presque rectilignes, s'inclinent de 12 à 15°.En aval,le profil longitudinal est rectiligne,puis la pente s'accentue au-dessus de la plaine littorale.Le profil transversal se compose de versants inclinés de 12°,à l'ESE,et de 25° environ,au NW.Cette dissymétrie s'explique par l'influence du pendage,de 15° vers le NW.

L'escarpement qui,de Llandulas au Sud d'Abergele,domine de plus de 150m la plaine littorale n'est pas une forme structurale: il ne correspond ni à un accident tectonique,ni à un contact lithologique (fig.101,coupes 1,2 et 3). Il s'agit d'une ancienne falaise marine.Son recul,d'environ un kilomètre près du château de Gwrych (SH 927 776),peut paraître surprenant dans une roche telle que le calcaire carbonifère,mais il s'explique ici par l'inclinaison des couches vers la mer,de 15 à 20° (1).Au Sud d'Abergele,près de la ferme de Tan-y-Bryn (SH 953 767),l'escarpement a nettement reculé par rapport au contact calcaire/Trias,pour les mêmes raisons.

A l'abrasion marine proprement dite,s'est ajoutée dans ce secteur l'action des glaces qui ont occupé la cuvette de la mer d'Irlande.Bloquées contre les falaises marines,elles ont dû accélérer leur recul.Les cailloutis descendus des collines gréso-schisteuses méridionales sont considérés généralement comme fluvio-glaciaires: ils auraient été déposés par les eaux de fonte de glaces ins-

(1) A Little Ormes,les falaises calcaires n'ont pas reculé de la même façon,car les couches plongent vers l'intérieur des terres de 20° environ.

tallées plus au Sud (Embleton,1969,in C.A.Lewis,chap.3).Cependant,le fait qu'ils soient toujours repérés en position d'interfluve prouve leur complète indépendance du système actuel de vallées et une mise en place probablement antérieure à l'incision du réseau hydrographique.

L'installation d'un climat froid,avec permafrost,a déclenché le creusement de vallons en berceau s'agrandissant par fragmentation du calcaire sur les versants.Ces vallons périglaciaires ont une pente forte,de 12 à 15° vers l'aval. Actuellement,ils sont suspendus au-dessus de la plate-forme littorale,mais lorsqu'ils sont nés,ils devaient se modeler en fonction du niveau de base que constituaient les glaces de la mer d'Irlande coincées contre les falaises calcaires.

Les plateaux calcaires n'ont sans doute jamais été recouverts eux-mêmes par les glaces (1) mais ils se sont trouvés,par deux fois,en marge de glaciers. En raison de la fréquence des altitudes proches de 180-190m,ils ont été rattachés à une surface d'abrasion marine qui serait pliocène,au plus tôt,puisque non déformée (E.H.Brown,1960)(2).

Il n'est pas sûr,cependant,que la mise en creux des calcaires par rapport aux Denbighshire Moors gréso-schisteux n'ait pas été *amorcée antérieurement,en régime continental*.Cette hypothèse est suggérée par la découverte d'un dépôt cail-

---

(1) Embleton pense pourtant que cette région a été,au moins une fois,entièrement recouverte par les glaces,jusqu'à 600m d'altitude,parcequ'on retrouve des erratiques d'origine nordique sur le Moel Wnion,à 581m (SH 650 698),à l'Ouest du Vale of Conway.L'argument est discutable car l'altitude atteinte par la glace dépend de la configuration du relief sur lequel il s'installe: elle peut donc varier énormément d'un lieu à l'autre,d'une vallée à l'autre.

---

(2) On trouve dans les cailloutis roulés des interfluves quelques rares quartz émoussés-luisants provenant sans doute d'un stock de sables marins.

louteux conservé dans une cavité du calcaire carbonifère,visible dans la tranchée de la route desservant la ferme de Fford-las-Bach (SH 956 756),non loin du contact calcaire/ "Basement Beds".Le dépôt se situe au niveau d'une légère inflexion de la surface topographique,vers 140-150m.Il est formé de petits cailloux bien roulés,non calcaires,provenant du socle silurien,emballés dans du sable rougeâtre constitué de *quartz cariés*,de grains émoussés de grès fins et de quartz de néogenèse en cristaux bipyramidaux.Les sables contiennent moins de 4% de carbonates. Ce type de formation implique un système morphoclimatique assez chaud et humide, excluant le Quaternaire froid et probablement les interglaciaires.Il pourrait dater du Quaternaire ancien ou du Pliocène.Il témoigne de modes d'écoulement que l'on peut rapprocher de ceux reconnus dans le Pembrokeshire méridional.

Le soulèvement d'ensemble de la région,accompagné d'un basculement vers le Nord et le NE des Denbighshire Moors,en plaçant les affleurements de calcaire carbonifère *en aval de versants gréso-schisteux*,a facilité les processus de corrosion superficielle: comme dans d'autres secteurs gallois,la tectonique a préparé le travail de l'érosion différentielle.

°°°

2) LE VALE OF CLWYD ET SES BORDURES.

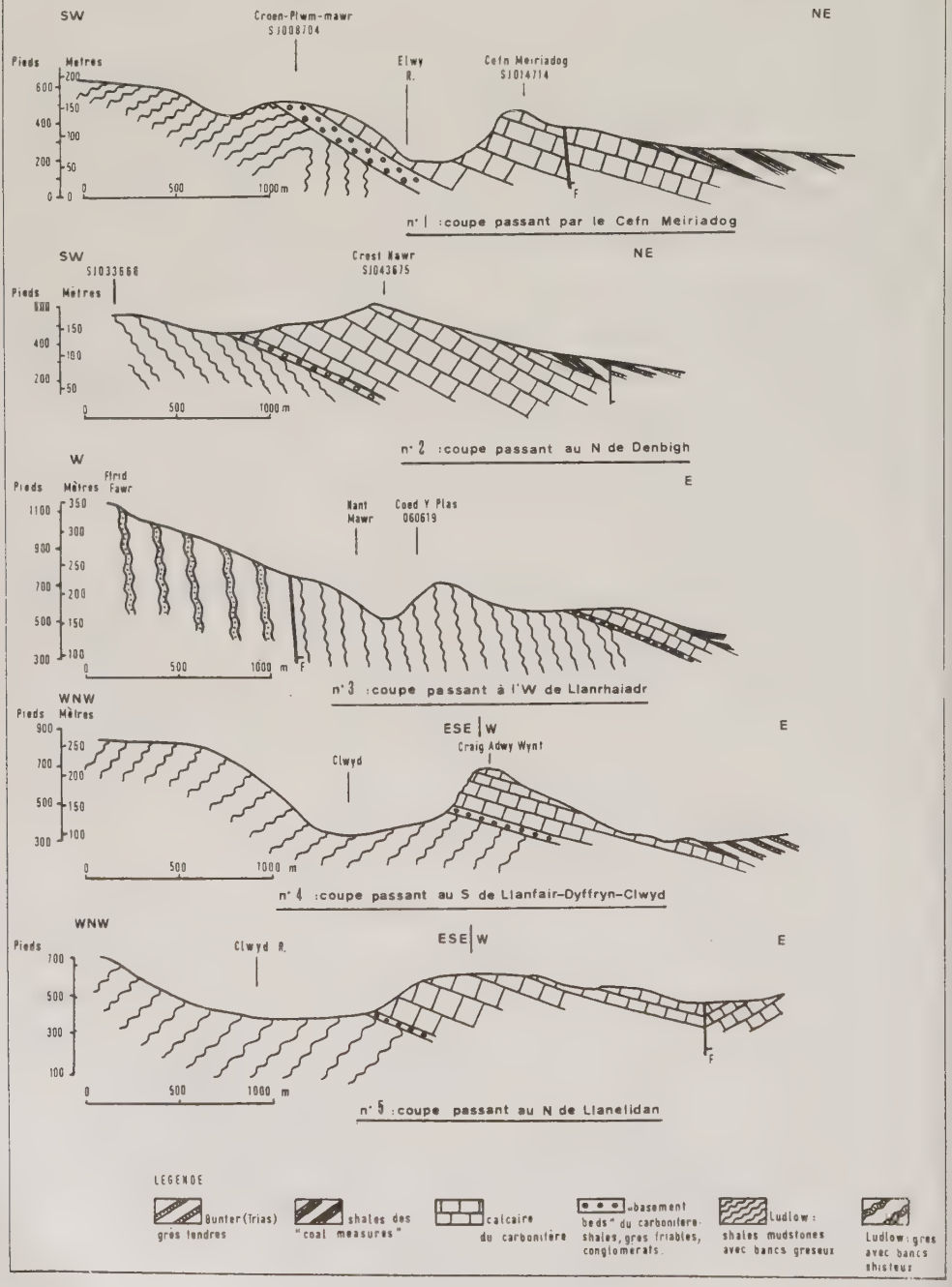
Cette plaine verdoyante s'allonge du SSE au NNW.Etroite au Sud de Ruthin (2 à 3 km de large),elle s'élargit vers le Nord: 6 km au niveau de Denbigh, 12 à 13km le long de la côte,entre Abergele et Prestatyn.De chaque côté,ses bordures sont très différentes: à l'Ouest,le contact avec les Denbighshire Moors se fait par de longs versants doucement inclinés.A l'Est,la plaine est brutalement dominée par le front de la Clwydian Range.Cette dissymétrie topographique correspond à une dissymétrie structurale (voir 1ère Partie,p.104).

a) La bordure occidentale.

Les coupes (fig.102) permettent de suivre du Nord au Sud le style de cette bordure.Les petites failles en échelon mettent en contact le calcaire carbonifère avec les grès friables du Bunter ou,plus rarement avec les shales des Coal Measures.Sur chaque bloc,le recouvrement du calcaire se fait "normalement" sans que le contraste lithologique se marque dans la topographie par une forme nette: les couches sont généralement tronquées en biseau par de grands versants-glacis doucement inclinés vers l'axe du Vale (coupes 1,2,3,4).

Les formes structurales les plus nettes sont des cuestas ou des crêts tournant le dos à la plaine (coupes 2,4,5) et résultant de la mise en valeur des calcaires par rapport aux shales siluriens.Le flanc oriental du Cefn Meiriadog suit le tracé d'une faille de regard Est (coupe 1) dénivelant le calcaire.L'escarpement,haut d'une quarantaine de mètres au maximum est évidemment lié à la faille mais il est difficile d'évaluer la part de l'érosion différentielle dans son dégagement puisque,dans le compartiment oriental,les shales houillers recouvrent

Fig.102 : COUPES GEOLOGIQUES DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU "VALE OF CLWYD"



le calcaire immédiatement à l'Est du plan de faille.On ne peut exclure,dans ce cas précis,un rejeu récent de cette petite faille.Il en est de même à l'extrêmité Sud du Vale où le calcaire est dénivelé d'une quarantaine de mètres,le long d'un petit talus peu vigoureux conforme au pendage des couches (coupe 5).

Malgré ces quelques exemples,l'érosion différentielle est loin d'avoir exploité,sur cette bordure,tous les contrastes lithologiques.

Au NW de Denbigh, un niveau d'érosion tronque indifféremment le socle silurien,les Basement Beds et le calcaire carbonifère,vers 150-180m.Il est fortement disséqué dans les shales mais assez bien conservé sur les calcaires (coupe 1). Plus au Sud,là où les shales ont été excavés en dépression monoclinale,on remarque que le revers des crêts calcaires recoupe très nettement des strates inclinées de 10 à 20° vers l'Est (coupe 5,par exemple).Les bancs les plus massifs ne donnent que de minuscules corniches rocheuses.

Toutes ces formes d'aplanissement ont été rattachées à la surface dite de 600 pieds (180m),traditionnellement attribuée à l'abrasion marine.Comme pour la bordure NE des Denbighshire Moors,cette interprétation est discutable pour plusieurs raisons:

1) Les altitudes s'échelonnent en réalité entre 150 et 200m.

2) Le modelé des surfaces est souvent très irrégulier dans le détail et n'évoque pas l'œuvre de l'abrasion marine.Aucun dépôt marin n'y a jamais été repéré.

3)Cet aplanissement,bien que débordant localement sur le Silurien,intéresse essentiellement le calcaire carbonifère.Au Sud de Denbigh,les grauwackes du Ludlow dominent nettement ce dernier (coupe 3).La mise en creux du calcaire a sans doute été amorcée en milieu continental,dans un système morphoclimatique favorisant la

corrosion superficielle du calcaire.

Le calcaire du Cefn Meiriadog,comme celui des collines proches d'Abergele,porte des *cailloutis roulés,nettement façonnés par l'eau,provenant du Silurien gréso-schisteux.*On ne les observe qu'en position culminante.Sur les versants, on passe à des formations de pente anguleuse,dérivées du calcaire lui-même.Ces épandages caillouteux sont donc indépendants du système hydrographique actuel et antérieurs à l'incision des vallées ainsi qu'au dégagement des dépressions schisteuses par l'érosion différentielle.On peut alors se demander s'il s'agit vraiment de formations fluvio-glaciaires corrélatives du dégel d'une calotte de glace descendue des hauteurs occidentales et non pas de nappes caillouteuses contemporaines du premier refroidissement du climat,s'étalant sur de grands glacis d'érosion nés en aval des hauteurs gréso-schisteuses des Denbighshire Moors.Elles dateraient du Quaternaire ancien.

Les principales artères hydrographiques de cette bordure du Vale of Clwyd se sont mises en place récemment: Embleton a montré comment l'Elwy,affluent de la Clwyd,s'était déversée vers le Sud,en aval de Ddôl,au Quaternaire récent, lorsque les glaces occupaient le Nord du Vale (Embleton,1970).Indifférente à la structure,la rivière s'est encaissée dans le calcaire à partir de la surface d'érosion.

S'il est peu probable que l'aplanissement reconnu à 150-200m résulte initialement de l'abrasion marine,nous avons par contre repéré dans la région de Denbigh,ce qui paraît être *une ancienne falaise lacustre,*entre 110 et 140 m.Dans ce secteur,de petites corniches verticales entaillent le calcaire carbonifère au NW et au SW de Denbigh.Ces corniches,discontinues,soulignent un talus festonné entaillé par de petites vallées comme celle de l'Afon Ystrad ou des vallons secs,

comme ceux de la ferme Lodge ou de la ferme Coppy.

Près de la ferme Coppy (SJ 044 667),à 130m,l'une des falaises expose à la faveur d'un surplomb dans le calcaire,une formation stratifiée horizontale.De haut en bas,on observe la superposition suivante:

- Une vingtaine de cm de *limons rouges*,très mal classés.
- 30 à 40 cm de *limons fins de couleur ocre*,très cohérents; 65% des élèments ont moins de 25 microns, 95% ont moins de 100 microns.En dehors de quelques quartz non-usés,la fraction sableuse se compose essentiellment d'agrégats siliceux à ciment ferrugineux abondant.
- 40 cm au moins de *cailloutis émoussés à fort aplatissement*,disposés à plat dans une matrice limoneuse peu abondante contenant moins de 1% de carbonates.La matrice contient 44% de sables,45% de limons,10% d'argiles.La fraction sableuse comprend surtout des fragments émoussés de siltstones très fins.A 0,63mm,les rares quartz sont non usés ou subémoussés.On note quelques grains émoussés luisants,très rares (2% seulement à 0,5mm; moins de 1% à 0,25mm).Ces cailloutis ont rempli les fissures et cavités du calcaire en moulant parfaitement leurs contours (Planche V,A). De l'analyse morphoscopique,il ressort que ce dépôt n'a pas été vigoureusement façonné par l'eau.Seuls,les petits fragments de siltstones ont été émoussés.Il n'y a pas eu de triage lors de la sédimentation: la stratification horizontale observée correspond à une simple décantation des éléments les plus lourds dans une eau stagnante ou faiblement agitée.Tout cela *exclut un milieu franchement marin et suggère plutôt une sédimentation dans une zone abritée des vagues ou,mieux,dans un lac*.

Vers le bas de la falaise,d'épaisses cristallisations de calcite en longs

cristaux de plusieurs centimètres se développent sur plusieurs niveaux superposés.

L'âge de cette formation est difficile à préciser (1).La décalcification presque totale de la matrice limoneuse,la couleur rouge ou ocre des limons et leur grande cohésion semblent exclure un âge post-glaciaire.Ce dépôt témoigne d'un remplissage partiel du Vale,interrompant momentanément son déblaiement par érosion différentielle.Il est peut-être contemporain des épandages caillouteux coiffant les collines calcaires à 180-200m,et attribués au Quaternaire ancien.Dans ce cas,le creusement du Vale aurait débuté antérieurement et les épandages caillouteux auraient précédé de peu l'incision du réseau hydrographique.

---

(1) Les limons et le cailloutis se sont révélés exempts de tout pollen.Nous remercions vivement Mme Morzadec-Kerfoun,du Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie de l'Université de Rennes,d'avoir bien voulu examiner nos échantillons.

b)La bordure orientale.

De Prestatyn à Pentre Celyn (SJ 150 533),le Vale est bordé par un escarpement souvent imposant,prenant même parfois un aspect montagneux.Il s'interrompt en deux endroits: au niveau de Dyserth et au Sud de Bodfari.Sur une longueur totale de 35 km,l'allure générale,le profil et le modelé des versants sont loin d'être uniformes:

- *De Prestatyn à Pentre Cwm* (SJ 060 780),ils sont taillés dans le calcaire carbonifère (fig.103).Le profil est convexo-rectiligne avec des pentes de 30 à 45° au-dessus de la plaine.Au Sud de Prestatyn,des corniches rocheuses verticales surmontent le versant rectiligne .Dans ce secteur,le pied de l'escarpement a peu reculé par rapport à la ligne de faille mettant en contact calcaire et shales du Millstone Grit ou des Coal Measures.Les versants sont d'autant plus raides que les couches plongent en sens inverse du regard de l'escarpement.

Près de Dyserth,la faille bordière se dédouble et un petit horst est à l'origine de la colline calcaire de 85m d'altitude,au NE de la ville (SJ 058 786) (fig.103,coupe 7).

La colline du Moel Hiraddug,au SE de Dyserth (SJ 065 783),a des flancs très raides à l'Ouest et au SW.Près de Dyserth,c'est un escarpement de faille légèrement hérité.Plus au Sud,c'est une forme d'érosion différentielle au contact des shales et conglomérats du Carbonifère inférieur (Basement Beds) et des calcaires (fig.103,coupe 8).Au pied de la colline calcaire (SJ 066 778),on remarque un replat très net,perché à 180m au-dessus du Vale et de la dépression de Cwm.Il tronque des grès siluriens (Denbigh Grits du Wenlock).Le Moel Hiraddug domine également,de ses 264m,un plateau calcaire situé vers 180m,plus à l'Est.

La descente se fait par un grand versant légèrement concave.

A l'Est de Dyserth,la bordure escarpée du Vale s'interrompt pour faire place à une trouée utilisée par la route de Trelawnyd.Bien qu'elle ne soit pas liée à une faille,cette percée coïncide avec une différence notable d'altitude. Au Nord,le Craig Fawr et le plateau de Gwaenysgor sont à 150m environ.Au Sud,le Moel Hirradug atteint 264m et,à partir de là,le rebord du Vale s'élève sensiblement (300m au Mynydd y Cwm,289m au Moel Maenefa).Au Quaternaire récent,la trouée de Dyserth-Llanasa a été empruntée par des écoulements d'eaux de fonte originaires du glacier du Vale of Clwyd (Embleton,in C.A.Lewis,1969,p.76).Cela prouve qu'elle existait déjà.Son origine sera discutée en liaison avec celle du plateau inférieur.

- *De Pentre Cwm à Bodfari* (SJ 092 700).

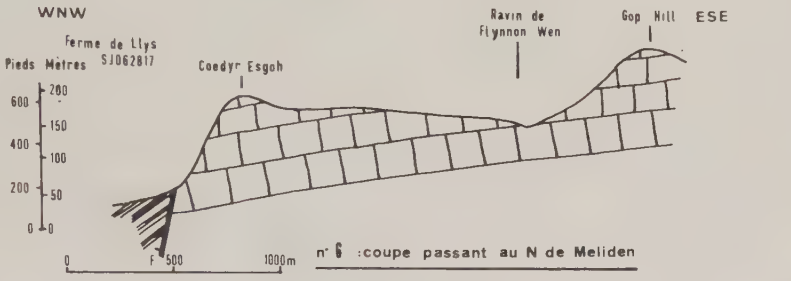
L'escarpement est taillé dans la série schisto-gréseuse du Silurien supérieur (Ludlow).Le socle est haché de failles,multipliant les orientations du clivage et du pendage par rapport à la pente

Ici,la faille bordière du Vale met en contact les shales des Coal Measures et les mudstones du Silurien.L'escarpement suit de très près son tracé,sauf près de Cwm,où il est largement échancré en amphithéâtre,à la faveur des petites failles transverses et d'une forte inclinaison des couches vers l'aval des versants.Il s'en écarte aussi au Sud de Rhuallt où une faille transverse abaisse le compartiment méridional et met en contact,avec le Houiller,les mudstones tendres du Wenlock.

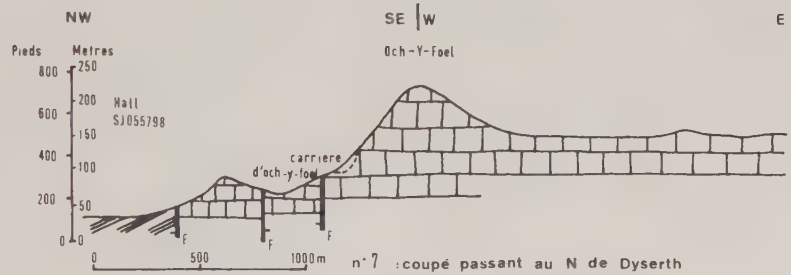
---

(1) La disposition des plans de discontinuité créés par la stratification ou la schistosité est déterminante pour l'attaque de la roche sur la pente.Il faut tenir compte,en outre,de l'angle que font ces différents plans entre eux.Si la schistosité fait un angle aigu avec le pendage,la roche,traversée d'un réseau serré de joints,se débite plus aisément en plaquettes ou même en esquilles coupantes.Si l'angle est nul,un débit en grosses dalles est possible.

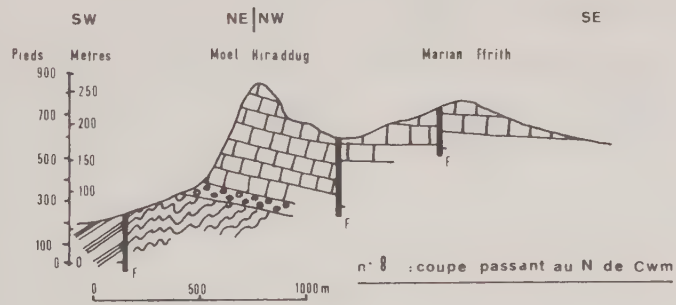
Fig.103 : COUPES GEOLOGIQUES DE LA BORDURE ORIENTALE DU "VALE OF CLWYD"



n° 6 : coupe passant au N de Meliden



n° 7 : coupé passant au N de Dyserth



n° 8 : coupe passant au N de Cwm

LEGENDE

shales des "coal measures"

calcaire carbonifere

"basement beds" du carbonifere : (shales, conglomerats, grès)

Ludlow : shales, mudstones avec bancs gréseux

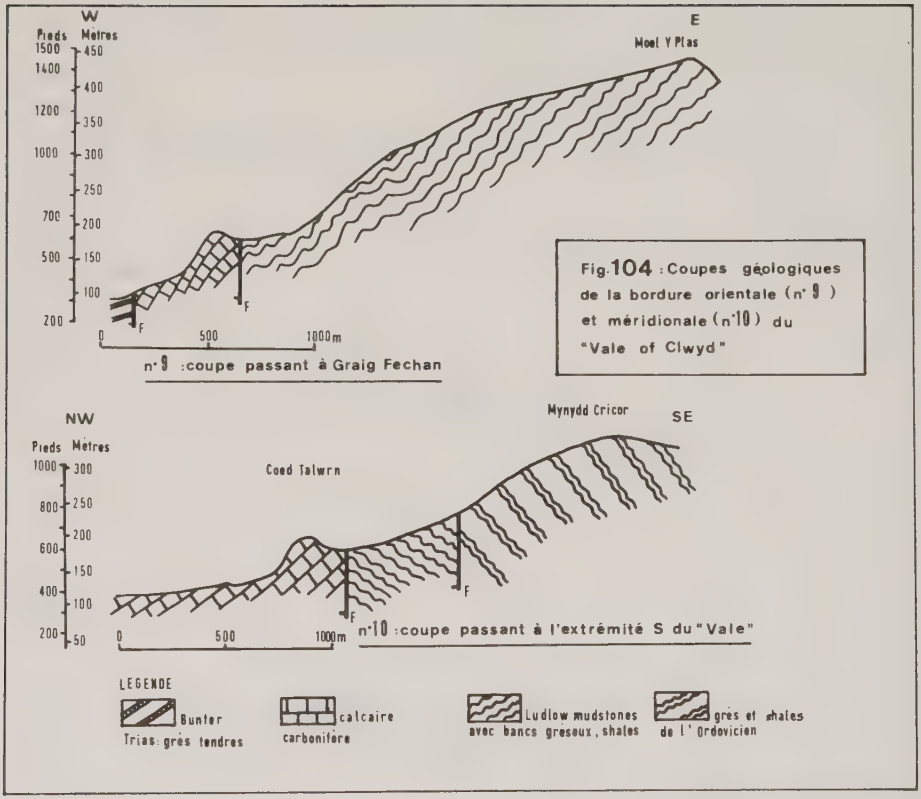


Fig.104 : Coupes géologiques de la bordure orientale (n° 9) et méridionale (n°10) du "Vale of Clwyd"

Près de Tremeirchion,un lambeau de calcaire en bancs massifs,coincé entre le Silurien et le Trias,donne une colline convexe culminant à 182m, alors que la Clwyd,en contrebas, coule à moins de 30m.Les couches plongent modérèment vers le Vale (de 18 à 22°),si bien que le contact calcaire/Trias n'est pas marqué par un escarpement à corniche.Plus au Sud,près de Bodfari,un autre petit affleurement de calcaire ne donne qu'un modeste replat à 120m,au pied du Moel y Gaer,dont le sommet se situe à 198m.

- *La vallée de la Wheeler* débouche sur le Vale par une large trouée.Comme celle de Dyserth,elle correspond à un brusque changement d'altitude: au Nord,le sommet le plus élevé,celui du Mynydd y Cwm n'est qu'à 300m,alors qu'au Sud,ils atteignent ou dépassent tous 400m.Au Sud de cette trouée,le paysage prend une allure de muraille montagneuse: la dénivellation est de plus de 300m et la ligne de crête n'est que faiblement échancrée.De part et d'autre de la vallée de la Wheeler, affleurent les mêmes séries gréso-schisteuses.L'origine du changement d'altitude est donc probablement tectonique et liée à un accident structural qui a guidé la percée de la Wheeler.Celle-ci,comme celle de Dyserth,a été colmatée par d'épais dépôts sablo-caillouteux,à stratification oblique, dont le matériel a été apporté par le glacier du Vale of Clwyd,puis redéposé vers l'aval par les eaux de fonte,lors de la décrue glaciaire (E.H.Brown et R.Cooke,1977).La couleur rouge des sables est identique à celle du Trias,car le Bunter a fourni le matériel.

- Au Sud de la vallée de la Wheeler,et en particulier de Llangynhafal (SJ 130 636) jusqu'à la ferme de Ty uchaf (SJ 151 558),la bordure du Vale offre un bel exemple d'*escarpement de faille à facettes*.Le pied des versants s'adoucit,en dessous d'une altitude de 180m,alors que le plan de faille se situe vers 140-150m (fig.104): la pente passe de 16-18° à 10° seulement.

Au Sud de la ferme de Ty uchaf,l'escarpement principal,taillé dans les mudstones et grès du Silurien,garde la même allure,mais il est précédé vers l'Ou-

est par la colline calcaire de Graig Fechan dont le sommet plat atteint 189m (fig.104,coupe 9).Ici,le plan de faille s'accompagne d'un double escarpement: l'un,de regard Nord,est originel,tout au moins au-dessus de 190m,et il est taillé dans le socle silurien; l'autre,de regard Est,correspond à une petite corniche calcaire au-dessus d'une étroite dépression schisteuse.Le flanc occidental de la colline de Graig Fechan,très raide et accidenté de corniches rocheuses,coïncide avec des bancs calcaires inclinés de 40 à 60° vers l'Ouest.Ce fort pendage explique le recul sensible du versant par rapport au contact Trias/Calcaire Carbonifère.

c) L'extrêmité Sud du Vale of Clwyd.

De ce côté,le Vale est fermé par un front montagneux relativement modeste,puisque le Mynydd Cricor n'atteint que 331m.Les formes sont douces,le rebord du fossé plus indécis.Des collines calcaires de 140 à 200m d'altitude précèdent les versants gréso-schisteux (fig.104,coupe 10).Sur le plan structural, l'extrêmité du Vale est liée à une importante faille transversale WSW-ENE,de regard Nord,accompagnée d'un déplacement horizontal.

A l'Est de Llanelidan,une petite dépression a été creusée par l'érosion différentielle le long de la lèvre méridionale de la faille,au pied de corniches calcaires (fig.104,coupe 10).Vers le Sud-Est,l'étroite vallée sinueuse du Nant y garth relie la plaine calcaire de Llandegla,à 250-280m,au Vale of Clwyd (120m dans ce secteur).L'incision en V étroit à partir du Vale s'est faite dans un ma-

tériel plus gréseux que schisteux.Elle est indépendante de la structure et date probablement de la dernière période froide,lorsque les eaux drainées par la plaine de Llandegla ne pouvaient s'infiltrer dans le calcaire gelé (cf.infra,p. 467).

d) Conclusions sur l'interprétation morphologique des bordures du Vale.

On a signalé,à plusieurs reprises,l'existence de replats,de banquettes ou de collines situés *vers 180-200m d'altitude*.Ces formes d'érosion sont assez bien conservées sur les calcaires carbonifères: sur la bordure occidentale du Vale,elles ont une large extension et débordent vers l'Ouest sur les shales siluriens.Là,la plate-forme est très dégradée et,seule,la similitude d'altitude du sommet des interfluves permet de la reconnaître.A l'Est du Vale,les affleurements calcaires étant beaucoup plus réduits,la plate-forme se limite à quelques collines.

Ce niveau de 180-200m ne porte pas de dépôt corrélatif significatif. Seule,la régularité des altitudes,toujours proches de 180-200m,du Nord au Sud du Vale et sur les deux bordures,sans qu'on puisse discerner de pente sensible, suggère-t-elle une *retouche par l'abrasion marine*.

La limite externe coïncide parfois avec un contact lithologique: par exemple à l'Ouest de Denbigh où la plate-forme butte contre des versants gréseux. Ailleurs,elle se situe à l'intérieur d'un même matériel,shales ou calcaires.Il est tentant de rapprocher ces surfaces du niveau de 180-190m repéré sur les collines gréseuses de Gower,portant des sables à façonnement marin (voir p.255).S'il

s'agit du même épisode marin,cela signifirait que,depuis cette transgression,le Massif Gallois n'aurait pas été sensiblement déformé (1).Il se placerait avant la première période froide reconnue dans la région,puisque les cailloutis roulés originaires des Denbighshire Moors se sont étalés sur cette surface.

Comme pour la marge septentrionale des Denbighshire Moors,*il est vraisemblable que l'abrasion marine n'a fait que retoucher d'anciennes surfaces élaborées en régime continental* ou,du moins,une topographie peu accidentée,en voie d'aplanissement.Le niveau s'étend largement sur les calcaires carbonifères qui résistent habituellement bien à l'abrasion marine,sauf si les couches plongent vers la mer.C'est le cas presque partout en bordure du Vale.Cependant,même si on admet que des falaises calcaires aient pu reculer assez vite dans ces conditions,il est peu probable que des tranches de calcaire épaisses de 150 à 200m (2) aient pu disparaître au cours d'une courte transgression marine,sur une largeur de plusieurs kilomètres.*La mise en creux des calcaires affleurant à la périphérie des Denbighshire Moors était déjà acquise et l'abrasion marine n'a fait que parfaire un aplanissement en cours d'élaboration.*

Ces plates-formes,développées tout autour du Vale of Clwyd,n'ont pas été déformées ultérieurement,mais elles furent plus ou moins démantelées par l'érosion différentielle.Celle-ci a défoncé les shales,mudstones,grès friables du Silurien,du Carbonifère ou du Trias,alors qu'elle mettait en valeur les calcaires.*L'escarpement oriental du Vale of Clwyd peut être qualifié de composite:*

---

(1) L'existence de ces niveaux marins à 180-200m,non déformés depuis leur élaboration,pose le problème plus général des hauts stationnements marins: y a-t-il eu soulèvement en bloc du Massif Gallois sans déformation,ou approfondissement récent des cuvettes océaniques?

(2) C'est la différence d'altitude,à l'Ouest de Denbigh,entre les collines gréseuses ou gréso-schisteuses et les plateaux calcaires inférieurs.

au-dessus de 180m environ,il est originel,légèrement hérité; en aval,il résulte d'un surcreusement par érosion différentielle.Sur la bordure occidentale,les grands versants-glacis actuellement observés sont l'œuvre d'un système morphogénétique périglaciaire (fig.102)(1).*La topographie de fossé que présente aujourd'hui le Vale of Clwyd,n'a été acquise que très récemment par déblaiement de sédiments meubles ou peu résistants,depuis la surface de 180-200m.*

°
°

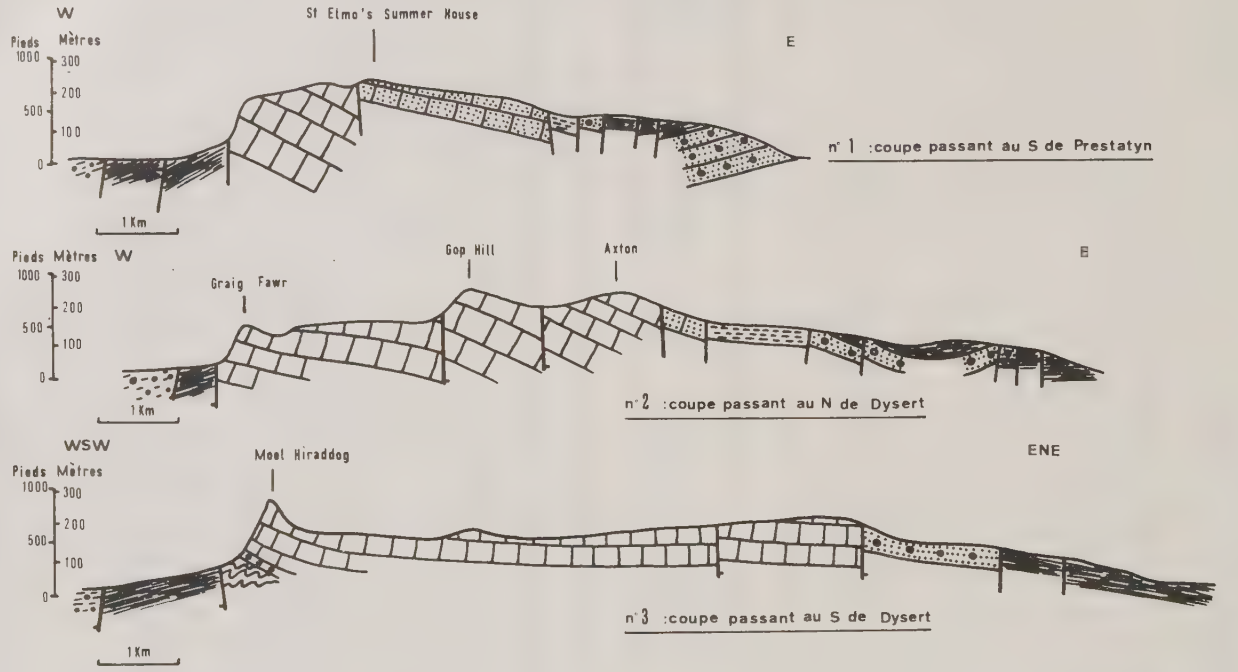
3) LA CLWYDIAN RANGE ET SA RETOMBEE ORIENTALE.

"Clwydian Range" est le nom donné à cet alignement de collines bordant la rive orientale du Vale of Clwyd.Elle culmine à 555m au Moel Famau (SJ 161 628),dans un secteur où l'allure de muraille montagneuse est la plus marquée.

Cette "chaîne" est dissymétrique.A la raideur du rebord du Vale,s'opposent les longs versants du flanc oriental.Sur une série de coupes transversales (fig.105,106 et 107),il apparaît que la retombée de la Clwydian Range vers l'estuaire de la Dee ou la plaine du Cheshire n'est pas régulière: des replats ou même de véritables plates-formes se situent à des altitudes diverses: 180-200m au Nord de la vallée de la Wheeler; 240-280m sur l'Halkyn Mountain; 240-270m autour de Llandegla (SJ 195 525).Au SW de Mold (SJ 238 640),par contre,la topographie est beaucoup plus accidentée (fig.107,coupes 9 et 10).

(1) Au Devensien supérieur,les glaces venues d'Ecosse ou du District des Lacs ont envahi le Nord du Vale et se sont mêlées,près de Trefnant,à celles qui descendaient des montagnes galloises.De cet épisode,il ne reste aucune forme nette (Rowlands,1971)

Fig.105 COUPES GEOLOGIQUES DU NORD DE LA CLWYDIAN RANGE



A cette dissymétrie W-E,s'ajoute une inclinaison d'ensemble du Sud vers le Nord,avec des dénivellations plus importantes au niveau de la vallée de la Wheeler et de la trouée de Dyserth.

Dans cette région,les problèmes morphologiques majeurs sont l'origine des surfaces topographiques plus ou moins tabulaires,leurs rapports avec la Clwydian Range,la mise en place du réseau hydrographique,en particulier de l'Alyn et de la Wheeler.La position topographique relative du calcaire carbonifère est l'une des clefs de l'explication morphologique: parfois,il est aplani en creux par rapport aux autres roches,shales,grès siliceux; ailleurs,il affleure en position culminante (coupe 9,par exemple).

a) Interprétation morphologique des surfaces topographiques de cette région.

. *La plate-forme calcaire de 150-180m.*

Au Nord d'une ligne Dyserth-Trelawnyd-Trelogan,un plateau calcaire vallonné,à 150m d'altitude moyenne,domine la plaine littorale de Meliden-Prestatyn par un escarpement très raide déjà décrit.Il s'abaisse vers l'estuaire de la Dee par de grands versants doucement inclinés de 150 à 90m,tronquant des couches de plus en plus récentes vers l'Est (fig.105,coupes 1 et 2).Au-dessus de l'estuaire, la pente s'accentue et atteint parfois 30°.Cette surface calcaire supporte deux *alignements de collines,également calcaires,allongées parallèlement de l'Ouest à l'Est*.Elles culminent à 250 m (Gop Hill,SJ 086 802) et 230m (au NE de Gwaenysgor, vers SJ 079 818).Le soubassement calcaire a été rattaché à la surface des 600 pieds (180m),malgré des altitudes généralement inférieures à 150m,sauf sur les collines où elles dépassent 220m (cf.Brown,1957).

Rien,dans le modelé *actuel*,n'évoque une plate-forme d'abrasion marine, mais ceci n'est pas un argument à retenir,car elle a pu être dégradée après sa formation (voir ci-dessous p.464).Par ailleurs,le matériel allochtone,peu épais, fossilisant partiellement les plates-formes calcaires,remanie un stock de sables à façonnement marin: on y trouve,en effet,des quartz émoussés-luisants,provenant eux-mêmes d'altérites car ils possèdent souvent des caries encore tachées par les oxydes de fer.*L'action momentanée de l'abrasion marine sur ces surfaces calcaires est donc vraisemblable.Par contre,le rôle de celle-ci dans la naissance et le façonnement de ces plates-formes est beaucoup moins évident.*

Si l'on admettait que la mer soit l'agent d'érosion essentiel ayant aplani le calcaire vers 150-180m,cela impliquerait que les collines calcaires, allongées de l'Ouest à l'Est,seraient nées d'ilôts épargnés par l'abrasion marine.Or,lorsque la mer s'avançait vers le Sud,entre la Clwydian Range et les hauteurs de l'Halkyn Mountain,ces collines avaient une orientation perpendiculaire aux principaux courants.Aujourd'hui,dans l'estuaire de la Dee,les tempêtes viennent du NW et sont parfois très brutales (Wedd et King,1924).On peut penser qu'au Pliocène et au Quaternaire ancien,la configuration des côtes de la mer d'Irlande étant peu différente dans ce secteur,les principaux fronts d'attaque de l'abrasion marine étaient similaires.Les collines calcaires auraient donc été particulièrement vulnérables.

Par contre,elles peuvent s'expliquer par un *processus d'érosion différentielle,en milieu continental:*

Le relief n'exprime pas directement les variations de faciès du calcaire: le même calcaire récifal,de type micrite,sans stratification nette,affleure à 230m sur la colline d'Axton,à 160m à l'Est de Gwaenysgor et à 152m au Graig Fawr (SJ 060 804).Cependant,une analyse précise du terrain montre d'autres influ-

ences structurales: la forme convexe du Graig Fawr coïncide avec les contours du bioherme initial.Comme sur la colline d'Axton,les fissures de la roche,un réseau quadrangulaire de joints et diaclases,sont abondamment *silicifiées*,ce qui met magnifiquement en valeur l'architecture des fossiles.Le même phénomène est observé sur d'autres collines calcaires,celles du Coed-y-Garreg (SJ 135 783),et du Cefn Meiriadog (SJ 001 732),en particulier.

La corrélation assez systématique existant entre la présence des collines et la silicification des fissures du calcaire suggère que ce sont des reliefs résiduels épargnés par la dissolution superficielle.Les plates-formes calcaires aplanies en contrebas seraient donc nées de la corrosion chimique.

Au Sud de Cwm,(SJ 065 775),la Clwydian Range est formée du socle schisto-gréseux du Silurien supérieur (fig.106,coupes 4,5,6,7 et 8).Sur son rebord oriental,le calcaire,tranché par la topographie,affleure partout à des altitudes voisines de 180m.Le contact du Silurien avec le calcaire n'est jamais brutal dans le paysage car les grands versants rectilignes,inclinés de 2 à 10°,du flanc oriental de la Clwydian Range sont drapés de dépôts de pente anguleux dérivés du socle silurien,jusque sur le substrat calcaire.

Ces plateaux calcaires ont été naturellement rattachés à la surface d'abrasion marine de 180m mais,comme précédemment,si un réaménagement par un bras de mer est très probable,il est non moins évident que *l'origine de l'aplanissement du calcaire en contrebas du socle silurien* implique des agents d'érosion continentaux.Même si l'étroitesse du bras de mer,pénétrant entre la Clwydian Range et les hauteurs de l'Halkyn Mountain,entraînait une violence inhabituelle des courants et des tempêtes,on ne comprend pas pourquoi les falaises taillées dans des shales,des mudstones ou des grès auraient reculé moins vite que celles entamant

le calcaire.Ici,les premières auraient dû reculer d'autant plus vite que les couches siluriennes plongent fréquemment de plus de 25 à 30° vers l'Est ou le NE. Or à l'Est du Mynydd y Cwm (fig.106,coupe 4),la plate-forme calcaire butte nettement contre les versants schisto-gréseux.

C'est pourquoi,dans tout ce secteur,comme plus au Nord,la plate-forme calcaire à 180m dérive vraisemblablement d'une *plaine de corrosion superficielle* née en contrebas des versants schisto-gréseux de la Clwydian Range.

Les collines calcaires de Glol et du Coed-y-Garreg dominent le soubassement de 45 à 70m; elles ont résisté à l'aplanissement grâce à la silicification des fissures de la roche.

Au NW de Caerwys,la plate-forme de 180m déborde,sur une largeur de 500m environ,sur les shales peu résistants du Wenlock,fortement inclinés vers l'Est. Dans ce cas précis,l'abrasion marine,activée par la violence des courants dans un bras de mer étroit,est probablement à l'origine de cette extension,car il n'y a pas de pente sensible dans la topographie (fig.106,coupe 6).

. *L'Halkyn Mountain et les hautes surfaces calcaires ou gréseuses qui la prolongent vers le Sud (fig.107,coupes 9,10,11 et 12).*

Il s'agit là d'un ensemble nettement plus élevé que la plate-forme calcaire de 180m. Grâce aux formations corrélatives qu'il porte,il est possible d'en préciser la genèse et ses rapports avec les hauteurs de la Clwydian Range.

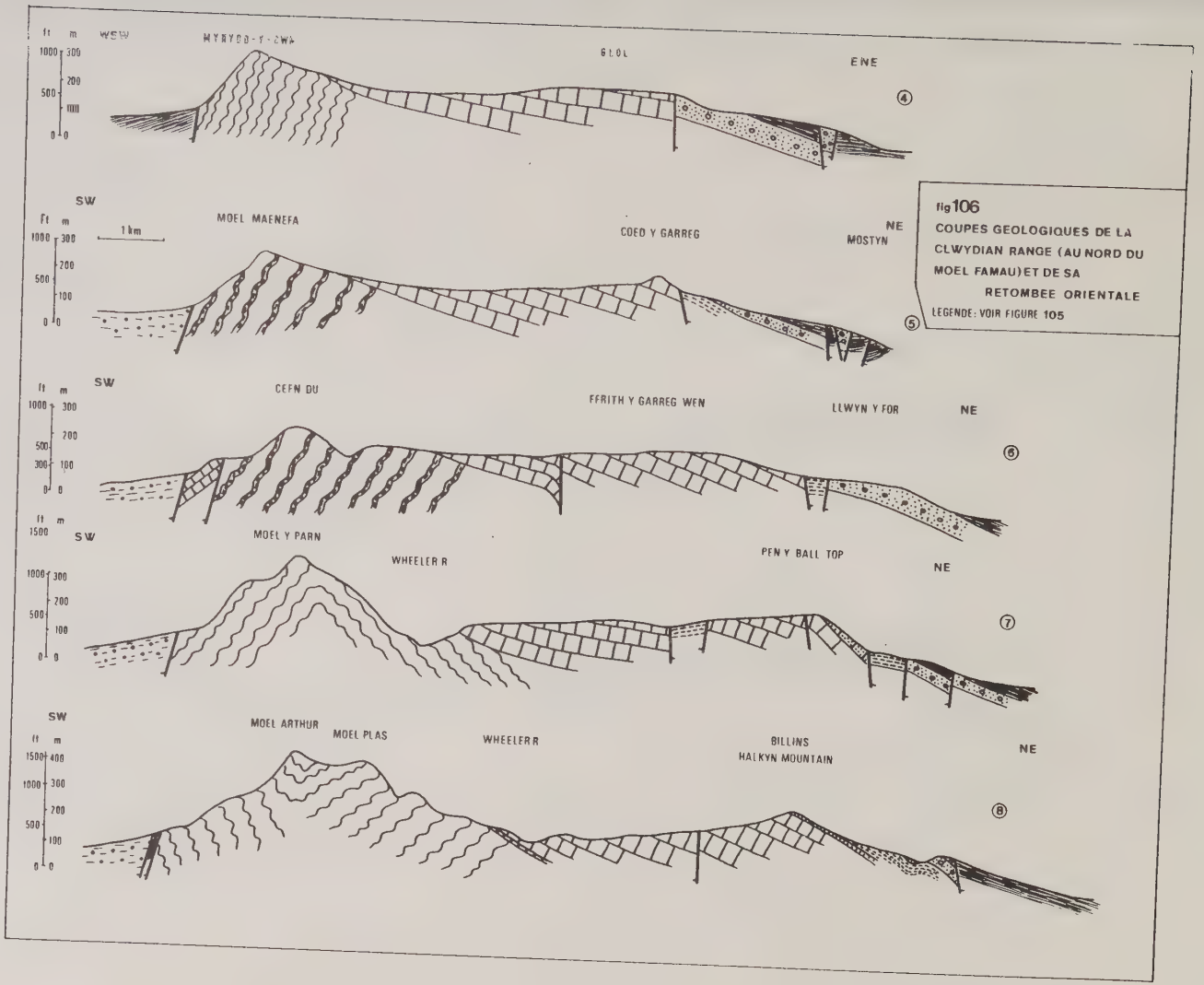
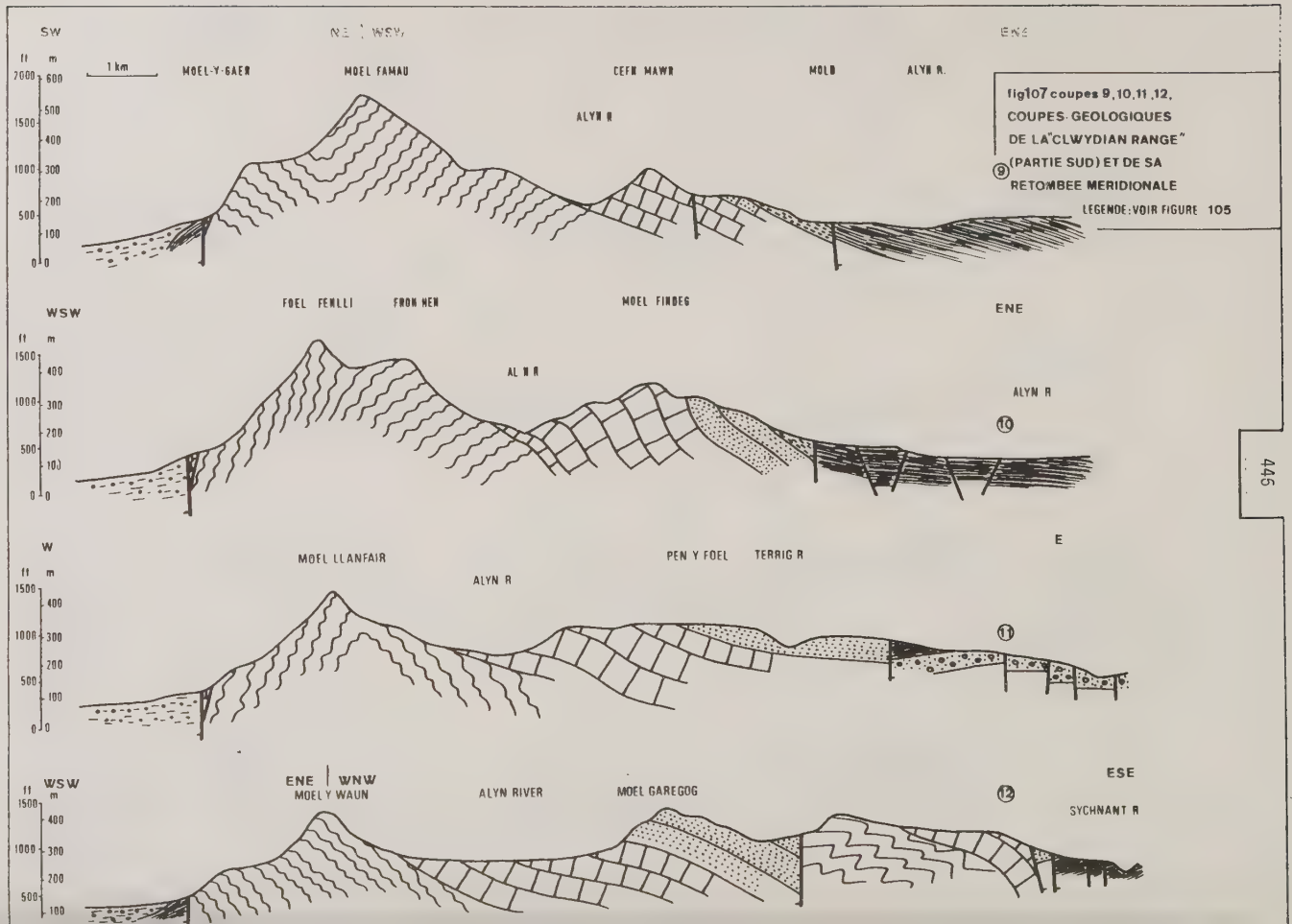


fig 106
COUPES GEOLOGIQUES DE LA CLWYDIAN RANGE (AU NORD DU MOEL FAMAU) ET DE SA RETOMBEE ORIENTALE
LEGENDE: VOIR FIGURE 105


SW
NE | WSW
ENE
ft m
1 km
MOEL-Y-GAER
MOEL FAMAU
CEFN MAWR
MOLD
ALYN R.
ALYN R
2000 600
1500 500
1000 400
500 300
200
100
0 0
fig107 coupes 9,10,11,12,
COUPES GEOLOGIQUES
DE LA "CLWYDIAN RANGE"
(PARTIE SUD) ET DE SA
RETOMBEE MERIDIONALE
LEGENDE: VOIR FIGURE 105
WSW
FOEL FENLLI
FRON HEN
MOEL FINDEG
ENE
ALYN R
ALYN R
1500 400
1000 300
500 200
100
0 0
W
E
MOEL LLANFAIR
PEN Y FOEL
TERRIG R
ALYN R
1500 400
1000 300
500 200
100
0 0
WSW
ENE | WNW
ESE
MOEL Y WAUN
ALYN RIVER
MOEL GAREGOG
SYCHNANT R
1500 400
1000 300
500 200
100

1°) L'Halkyn Mountain (1) s'allonge de Carmel (SJ 161 769),au NNW,à Rhosesmor, au SSE.Ce sont des surfaces plus ou moins tabulaires,situées entre 240 et 290m d'altitude.Elles dominent nettement,mais jamais brutalement le plateau calcaire de 180m,à l'Ouest.Le flanc oriental est plus raide au-dessus des régions littorales de la Dee (fig.106,coupes 7 et 8).

Entre Carmel et Bryn Mawr (SJ 189 735),la surface tronque le calcaire carbonifère.Au SE,ce sont les grès et cherts du Millstone Grit (Cefn y Fedw Sandstone) (2).Près de Bryn Mawr,les courbes de niveau recoupent indifféremment les couches inclinées de 15 à 30° vers l'ENE,sans que le contact lithologique soit sensible dans la topographie.La même surface d'érosion s'étend de part et d'autre.

De très nombreuses carrières exploitant le calcaire ou les cherts (3) exposent la roche en place.Malheureusement,beaucoup de fronts ne sont plus accessibles et il faut se reporter aux descriptions anciennes pour complèter nos observations.On constate que

-*Les cherts* sont souvent altérés et se débitent en petites esquilles coupantes, se détachant avec le doigt.Les mudstones interstratifiés sont transformés en limons jaunes ou en argiles (kaolinite faible,illite moyenne).Toute la colline de l'Halkyn Mountain,jusqu'aux sommets de plus de 280m,dans le secteur des Billins (vers SJ 193 723),correspond à ce type de matériel dont l'*altération est visible*

---

(1) Le terme de "mountain" a ici un sens bioclimatique et biogéographique.Ces "hautes surfaces" portent des landes contrastant avec le bocage environnant.Le terme d'Halkyn Mountain est pris dans son acceptation la plus large.Au sens strict elle se limite à la région s'étendant de Bryn Mawr au Moel y Gaer de Rhosesmor.

(2) Ici,le Millstone Grit change de faciès: au NW d'Halkyn,ce sont des cherts interstratifiés avec de minces bancs de shales.Au Sud,on passe progressivement à des grès de plus en plus grossiers,devenant même conglomératiques avec des dragées de quartz.Les lits de cherts stratifiés sont de véritables phtanites.

(3) Leur grande pureté en silice les destinait à la verrerie.Sur l'Halkyn Mountain, en outre,le plomb était exploité en filons depuis l'Antiquité.

sur des profondeurs de plus de 10m.

- *Les calcaires présentent des cavités d'origine karstique ayant piégé des formations argilo-sableuses* que l'on exploitait autrefois,autour de Rhes- y-Cae,vers 250 m d'altitude (SJ 194 709).Nous possédons des descriptions datant de cette époque (G.Maw,1867).Le matériel était stratifié,avec des lits sableux alternant avec des niveaux d'argile blanche.Mêlées aux sables,on trouvait de petites dragées de quartz.L'argile blanche,d'après sa composition chimique,était de la kaolinite (1).Le même type de formation (sables siliceux,argile blanche) était repéré à l'Ouest d'Holywell et dans la région de Mold,dans des positions toujours culminantes.L'une de leurs caractéristiques,soulignée par G.Maw,est l'absence de calcaire.Partout,*sables et débris plus grossiers dérivent du Millstone Grit.*

Maw considérait que la stratification observée provenait d'un triage par l'eau au moment du piégeage.Il remarquait cependant que les lits,bien que reconnaissables,étaient souvent désordonnés: des lits de sables se terminaient brutalement contre des lits argileux.Pour E.H.Brown et P.Walsh (1971),ces formations seraient des éléments résiduels d'une nappe de sédiments fluvio-lacustres tertiaires effondrés verticalement dans des cavités de dissolution du calcaire.L'état actuel des sablières de Rhes-y-Cae ne permet plus d'étudier correctement ce dépôt,mais on peut le rapprocher de ceux que nous avons observés dans le Pays-de-Galles méridional et en Forest of Dean.Etant donnée la proximité de l'affleurement de Millstone Grit dont le faciès est,ici,une alternance de mudstones et de phtanites en bancs minces ou de grès siliceux,le matériel dérive presque certainement de l'ancienne couverture de Millstone Grit.

Comme le proposait G.Maw,il a pu y avoir transport et dépôt de sables et d'argiles dans une poche béante mais on ne peut exclure aussi *l'altération sur place d'une masse de sédiments effondrés dans le calcaire sous-jacent,à la suite*

---

(1) Ceci est confirmé par une analyse récente de E.H.Brown et P.Walsh,à partir de débris provenant de la sablière.La kaolinite est dominante,associée à une moindre quantité d'illite.De la gibbsite a également été décelée.

d'un soutirage karstique.Par rapport à ce qui est observé dans les carrières voisines de Millstone Grit,l'altération est du même type,mais beaucoup plus avancée, dans ces poches: dans le premier cas,seule la zone proche du front d'altération est visible.Les altérites meubles situées plus haut dans le profil ont été déblayées par l'érosion.Au contraire,dans les poches,celles-ci ont pu être conservées.Dans cette hypothèse,ces deux formes d'altération sont toutes deux *corrélatives d'une même surface d'érosion élaborée sous un climat chaud et humide permettant la néoformation de kaolinite à partir de roches très pauvres en plagioclases*(1).

2°) Plus au Sud,entre Mold et Llanarmon-yn-Ial (fig.107,coupes 9,10 et 11),la topographie est très accidentée.Au pied des versants orientaux des collines schisto-gréseuses de la Clwydian Range,la vallée de la Wheeler en aval de la ferme de Ty'n twll (SJ 172 678),et celle de l'Alyn en amont de Pont Cilcain (SJ 188 652) occupent d'étroites dépressions creusées dans le calcaire carbonifère,non loin du contact avec le Silurien.Au Nord de Cilcain,on ne distingue qu'un étroit couloir peu profond entre les deux vallées,perché au-dessus d'elles.La structure est monoclinale avec un pendage vers l'Est qui s'accentue au Sud de Cilcain.Il dépasse alors 20° et l'affleurement de calcaire se retrécit considérablement.

Dans ce secteur,le calcaire n'est jamais aplani.Il donne une série de corniches rocheuses regardant vers l'Ouest,par exemple sur le versant occidental du Cefn Mawr (SJ 199 635) qui culmine à plus de 300m (fig.107,coupe 9).Le Millstone Grit gréseux (Cefn-y-Fedw Sandstone) affleure en contrebas du calcaire (coupe 9) ou au même niveau (coupes 10 et 11).Vers le Sud,les altitudes dépassent souvent 360 m.En plusieurs endroits,nous avons observé *des formations d'altération in situ*,témoignant,comme précédemment,d'un climat assez chaud et humide pour entraî-

(1) Des altérations de même type ont été signalées en Bretagne sur des phtanites briovériens interstratifiés avec des schistes (J.Estéoule-Choux,1967).

ner la néformation de kaolinite dans le profil.Parmi les nombreux cas repérés,deux sont très significatifs:

- Le premier intéresse les collines gréseuses du Moel Findeg,à plus de 335m (SJ 206 610) et se situe dans une carrière abandonnée,sur le versant NNW,incliné de plus de 20°.Le Millstone Grit n'apparaît qu'aux deux extrêmités du front d'exploitation.C'est un grès quartzeux feldspathique (1) assez grossier et mal classé, à ciment blanchâtre.Il passe à des sables mêlés à des argiles et à des limons.La coupe,nettoyée sur plus de deux mètres d'épaisseur,présente:

. à la base,un matériel blanchâtre,à dominante sableuse (50 à 60%) mais fortement limoneux,emballant des gravillons et des blocs gréseux friables dérivant directement de la roche en place.Près du contact avec celle-ci,latéralement,on remarque des paquets de sables où les quartz sont nettement *corrodés avec un enduit ferrugineux dans le fond des petites cavités de dissolution.*

. au-dessus,le matériel reste à dominante sableuse (63%),sauf au niveau de passées argileuses de couleur ocre.On remarque encore de petits fragments de grès friables La fraction argileuse est dominée par l'illite,mais associée à de la kaolinite un peu moins abondante (2).

. au-dessus,un profil de type podzol s'est développé aux dépens de ce matériel, avec un horizon gris cendré limité à la base par un liseré rouille très net.

Ainsi,le Millstone Grit du Moel Findeg a-t-il subi une profonde altération *in situ,*avec décimentation accompagnée de néoformation de kaolinite associée à de l'illite dominante.Les quartz corrodés témoignent de la dissolution de la silice.

- Le deuxième exemple se trouve à Pen-y-Foel (SJ 219 567),dans une carrière de Cefn-y-Fedw Sandstone,exploité en sablière.La roche en place est un orthoquartzite

(1) Ce sont des feldspaths potassiques ou sodiques.Les plagioclases sont très rares ou absents.

(2) Echantillon 71-16.Analyse aux rayons X,Centre de Géomorphologie de Caen.

en bancs assez minces subhorizontaux; les variations de faciès latérales et verticales sont rapides d'un grès résistant à un grès friable,puis à des sables meubles. La *décimentation des grès et leur arénisation en un sable blanc très pur atteint une grande épaisseur* (une quinzaine de mètres au moins).L'exploitation du sable a mis à jour des chicots de calcaire et révélé un karst prénamurien que les grès ont fossilisé .La stratification est bien conservée,malgré la décimentation de la roche.L'altération s'est faite *in situ* après la sédimentation.Dans tout ce secteur de Pen-y-Foel,le Millstone Grit se présente dans le même état d'arènes sableuses, exploitées en sablières.Ces altérites ont été parfois conservées jusque sur les sommets,par exemple au Mynydd Du,à 350m (SH 213 571).Les implications morphoclimatiques de l'arénisation d'orthoquartzites ont déjà été discutées ci-dessus (voir p.281).

La topographie accidentée de cette région,entre Cilcain,Mold et Llanarmon est donc dérivée d'une *vieille surface d'érosion dont les formations corrélatives indiquent un système morphogénétique de type tropical assez humide.Cette surface se confond avec celle de l'Halkyn Mountain qui porte le même type d'altérations.*

Quels sont ses rapports avec la Clwydian Range,à l'Ouest? A l'Ouest de Mold et au Nord de Cilcain (fig.107,coupe 9),la surface qui tronque le calcaire du Cefn Mawr,le calcaire et le Millstone Grit du Moel Findeg,se situe vers 300-350m,alors que les sommets proches,du Moel Llys-y-Coed et du Moel Famau atteignent respectivement 464 et 554m.On pourrait donc imaginer que la Clwydian Range formait déjà un volume montagneux dominant la surface du Cefn Mawr,lors de son élaboration.Cette idée se heurte à une difficulté majeure:

Le matériel lithologique de la Clwydian Range,gréso-schisteux,est dans l'ensemble,moins résistant que les phtanites,les grès siliceux ou les orthoquartzites du Millstone Grit,à peu près sous tous les climats,mais en particulier sous climat chaud et humide.

Au Sud de la région étudiée ici,le Millstone Grit du Moel Garegog est à la même altitude (413m) que le Silurien du Moel-y-Waun (412m).Le calcaire carbonifère occupe,entre les deux,un couloir nettement déprimé vers 250m (fig.107, coupe 12),alors que plus à l'Est,dans l'Esclusham Mountain,il affleure à plus de 400m,au même niveau que le Millstone Grit et que l'Ordovicien.C'est dans ce secteur plus méridional qu'il faut chercher certaines des solutions aux problèmes morphologiques de la Clwydian Range.

Le Moel Garegog et les plateaux et collines situés au N et NE de celui-ci offrent un magnifique *modelé d'alvéoles à fond plat et bords francs dont la mise en place n'a pu se faire que dans un système morphoclimatique tropical assez humide* (fig.108 et infra p.458).L'altération différentielle du substrat gréseux a abouti à une topographie accidentée avec des dénivellations de quelques dizaines de mètres.Le modelé est un témoignage complémentaire de celui offert par les altérites retrouvées plus au Nord.

Cette surface à alvéoles se situe dans le prolongement et à la même altitude (300-370m) que celle passant au niveau de la carrière de Pen-y-Foel (fig. 108): il s'agit d'une seule et même surface caractérisée par l'arénisation des orthoquartzites,l'altération des phtanites,avec la néoformation de minéraux argileux de type kaolinite et un modelé d'altération différentielle du substrat.Elle tronque le socle ordo-silurien,le calcaire carbonifère et le Millstone Grit.Elle passe sur les sommets de la Clwydian Range où un modelé à alvéoles,dégradé par la dissection est encore visible,sur l'Halkyn Mountain et les collines calcaires ou gréseuses de la région de Mold-Llanarmon et du Moel Garegog.Vers l'Est,on retrouve ce modelé sur la Hope Mountain,au NW de Wrexham,à 300m d'altitude environ, où les alvéoles sont bien conservés sur l'affleurement de Millstone Grit (1).

---

(1) Sur cette colline,le Millstone Grit était autrefois exploité sous la forme d'un sable blanc pur,comparable à celui de Pen-y-Foel (cf.Mémoire géologique de la carte de Flint,N°108).

Cette surface est en réalité *une pénéplaine d'altération différentielle où des formes structurales sont ébauchées:* alvéoles,corniches et couloirs monoclinaux.La mise en valeur du potentiel d'érosion différentielle est liée au rejeu de la faille bordière du Vale of Clwyd: le soulèvement de la bordure du Vale s'est accompagné d'une flexure plus ou moins prononcée à l'Est de la Clwydian Range (Fig.105,106,107).En outre,des dislocations secondaires se sont ajoutées à ce gauchissement majeur: le flanc du Moel Garegog est un escarpement d'une quarantaine de mètres de commandement,exactement parallèle au tracé d'un plan de faille (fig.108).Comme les combinaisons de faciès du Millstone Grit sont les mêmes de part et d'autre,il s'agit probablement d'une forme originelle,née de la tectonique.

Nous pensons que les alvéoles se sont approfondis et élargis après le gauchissement d'ensemble de la région: l'évacuation de la phase soluble de la pédogenèse a dû être favorisée par le rajeunissement du relief,du moins là où l'énergie du relief restait modeste.C'est le cas des collines et plateaux s'étendant au NE du Moel Garegog et près de la carrière de Pen-y-Foel.

Sur le Moel Garegog lui-même,plus fortement soulevé,des couloirs monoclinaux ont été dégagés dans les shales interstratifiés dans le Millstone Grit (fig.108).Lorsque la surface a été violemment déformée,comme dans le secteur du Moel Famau où elle est portée à 554m,la dissection,travaillant à partir du Vale of Clwyd,a désorganisé le modelé d'altération différentielle.Les têtes de vallées s'ouvrent sur de larges amphithéâtres peut-être nés d'alvéoles,mais certainement remodelés en système périglaciaire ou nival.

Ce sont donc les déformations d'une surface d'aplanissement ancienne qui ont guidé le travail sélectif de l'érosion et mis plus ou moins nettement en valeur les différences de résistance du matériel.Selon les cas,le calcaire carboni-

fère est en position topographique culminante et au même niveau que les grès du Millstone Grit,ou,au contraire,il est défoncé par l'érosion en donnant des plates-formes situées en contrebas des shales ou des grès.Le calcaire a été mis en creux là où il se trouvait placé en aval de versants gréseux ou gréso-schisteux, par suite des déformations tectoniques: *c'est fondamentalement la tectonique qui a déclenché la corrosion superficielle du calcaire,dans quelques secteurs particuliers.*

Partout,dans cette région du Pays-de-Galles,le rôle topographique du calcaire carbonifère s'explique aisément par ce schéma:

- Au Nord de la Clwydian Range,le Moel Hiraddug,porté à plus de 260m,le long de la faille du Vale of Clwyd,n'était pas à l'aval de versants gréseux.A cet endroit,les eaux descendant du flanc oriental du Mynydd y Cwm ne se dirigeaient pas vers le Moel Hiraddug mais plus à l'Est,dans un secteur où,justement,le calcaire a été aplani (fig.105,coupe 4).

- Au Nord de la Wheeler,en amont de son coude,dans la région de Caerwys,les conditions optimum étaient réunies pour une corrosion accélérée du calcaire,depuis les versants gréso-schisteux du socle silurien: celui-ci était porté à forte altitude et la surface d'érosion était nettement flexurée (fig.106,coupes 7 et 8).Les couches carbonifères s'inclinent modérèment vers l'Est (10 à 15°).C'est là que l'affleurement calcaire atteint sa plus grande largeur.Le contact de la plate-forme calcaire de 180-200m avec les versants de la Clwydian Range est souvent plus brutal que sur le flanc occidental de l'Halkyn Mountain (1),parce que la mise en creux du calcaire,amorcée par la flexuration de la surface fondamentale,s'est accentuée à partir de là et a gagné progressivement vers l'ENE.

- Dans la région de Mold-Llanarmon,la flexuration de la surface fondamentale

(1) Avec cependant une exception remarquable,au NW de Caerwys où la plate-forme de 180m déborde sur le socle silurien (fig.106,coupe 6).

est aussi marquée que plus au Nord,mais la corrosion superficielle du calcaire, incliné ici de 25 à 30° vers l'Est,a été gênée par la fréquence des niveaux sableux ou gréseux.

Entre Mold et Llanarmon,de petites dépressions monoclinales N-S sont nées de la diversité lithologique du Calcaire Carbonifère: celle de Cat Hole est creusée,vers 230m,dans des grès calcaires friables,généralement désagrégés en sables à l'affleurement.Celle de Cilcain-Llanferres,située vers 210m,au pied de la Clwydian range,tronque des calcaires impurs en bancs minces se délitant en dalles et des lits gréseux ou sableux.Aujourd'hui,l'Alyn s'encaisse dans cette dépression qui ne lui doit rien.De même le couloir de Cat Hole n'a pas été excavé par une rivière.D'autres systèmes d'écoulement,plus étalés et plus mobiles ont dû prendre en charge les sables provenant de l'altération de la roche: on retrouve ces formations meubles dans des cavités karstiques du calcaire,dans ce secteur (Maw et Mackintosh,1874).

- Au Sud de Llanarmon-yn-Ial,le pendage reste de l'ordre de 20°,sauf au Sud où les couches sont presques verticales (fig.109).Les niveaux gréseux existent encore mais ils semblent moins importants.Dans ce secteur,le calcaire coïncide avec une dépression très accidentée dans le détail,mais dont l'altitude moyenne est proche de 240-260m.Elle est nettement circonscrite à l'Ouest,par les versants orientaux des collines siluriennes, à l'Est,par une série d'escarpements monoclinaux à corniches,taillés dans le calcaire carbonifère,sur la rive droite de l'Alyn,au Sud par des collines schisto-gréseuses et par les flancs du Moel Garegog, gréseux (cf. ci-dessous p.465).

Le tracé des deux principales rivières de cette région,Alyn et Wheeler, présente des anomalies qui s'expliquent par les conditions de leur mise en place et l'évolution morphologique au Quaternaire.Ces problèmes ont déjà été discutés par Embleton (Embleton,1957 et 1969). Nous ne présentons ici que l'essentiel.

L'Alyn,née sur le flanc Ouest du Cyrn-y-Brain,coule dans la dépression calcaire de Llandegla,à fleur de sol,puis se dirige vers le Nord en longeant le contact du socle silurien avec la couverture carbonifère.Elle coule tantôt sur le socle,tantôt sur le calcaire.En aval de Pentre (SJ 198 627),l'encaissement de la rivière s'accentue et,à l'Est de Cilcain,elle change de direction,s'enfonce en gorge dans le calcaire.Elle décrit un nouveau coude vers le SE,au moment où elle débouche sur une large vallée à fond plat,à Rhydymwyn.

La Wheeler naît sur le flanc oriental du Moel Plas Yw,puis elle décrit une large courbe vers le NW et traverse la Clwydian Range en amont de Bodfari.Elle rejoint ensuite la Clwyd.

En aval du coude de l'Alyn,à l'Est de Cilcain,une vallée sèche prolonge dans le calcaire son cours amont.Embleton a montré qu'il s'agissait de l'ancien cours de l'Alyn qui rejoignait alors la vallée moyenne de la Wheeler.Celle-ci, à l'origine,ne traversait pas la Clwydian Range mais se dirigeait vers le NNW, en aval d'Ysceifiog: en effet,les hautes terrasses,très nettes le long du cours supérieur de l'Alyn et du cours moyen de la Wheeler,disparaissent en aval d'Ysceifiog.L'Alyn-Wheeler a été capturée par la basse Wheeler.

Le changement de cours de l'Alyn résulte d'un déversement vers l'Est, lorsque la vallée de la Wheeler était envahie par les glaces originaires du Vale of Clwyd.

La mise en place initiale de l'Alyn supérieure,au contact du socle silurien et du calcaire se serait faite,d'après Embleton,sur une couverture méso-

zoïque.Le déblaiement de celle-ci expliquerait la légère inadaptation de la rivière,coulant tantôt sur le socle tantôt sur le calcaire.

A cette explication,conforme aux thèses classiques d'une couverture sédimentaire responsable de la surimposition du réseau hydrographique,nous en préférons une autre: l'Alyn-Wheeler,*rivière de second ordre*,s'est mise en place lorsque la dépression calcaire de Llandegla était déjà formée: elle contourne exactement les corniches calcaires de Pontystyllod (SJ 194 533),puis elle emprunte la petite dépression née par érosion différentielle au contact des shales siluriens et du Calcaire carbonifère.Selon les variations de faciès du Calcaire Carbonifère, cette dépression est creusée seulement dans les shales,au Nord de Llanarmon,ou dans les grès friables et les sables du Carbonifère,au Nord de Llanferres.Au pied du Moel Famau,son cours s'est déporté vers l'Est en raison d'un vaste cône alluvial créé par le modeste ruisseau d'Aber Eilun (SJ 195 627).

L'hypothèse d'un cours de l'Alyn-Wheeler,passant à l'origine à l'Est de la Clwydian Range,est difficile à vérifier car il n'en reste aucune trace.L'argument avancé par Embleton,sur le nombre de terrasses en amont et en aval d'Ysceifiog paraît fragile.L'Alyn,comme la Wheeler,dont c'était le cours aval avant le déversement vers l'Est,sont des rivières récentes,dont la *mise en place s'est faite sur une topographie déjà différenciée par l'érosion*,à la suite du gauchissement d'ensemble de la surface fondamentale.

°_°

b) Principaux types de modelé.

Certains d'entre eux ont déjà été évoqués dans le paragraphe précédent, mais il paraît souhaitable de les étudier plus attentivement car ils offrent des témoignages remarquables de systèmes morphogénétiques aujourd'hui disparus.

1°) Le modelé d'alvéoles du Millstone Grit.

C'est le plus original.On l'observe au Sud de Mold,dans le Millstone Grit.Les faciès de la roche en place sont variés:

- grès siliceux en bancs massifs,dont les caractéristiques pétrographiques sont souvent celles de véritables orthoquartzites; tel est celui qui affleure sur les collines convexes proches de la ferme de Cloddiauduon (SJ 240 545).
- grès en bancs minces interstratifiés avec des lits de chert,comme le long de la route A 5104,vers SJ 220 541.

Un peu partout,sur ces affleurements gréseux,s'est formé un modelé d'alvéoles.Il est particulièrement bien conservé au Nord et Nord-Est du Moel Garegog (fig.108),dans un secteur qui n'a pas été atteint par les rivières descendant vers la plaine du Cheshire ou vers la dépression de Bryneglwys.Les éléments essentiels de la topographie sont 1°) des dépressions fermées à fond très plat et à bords francs dont les dimensions sont d'ordre hectométrique,

2°) des collines convexes aux flancs dissymétriques,conformément au pendage des couches inclinées de 20 à 30° en moyenne vers l'ESE.De petites corniches rocheuses à gros éboulis coiffent parfois le versant le plus raide.Sur les versants,la roche est saine sous de minces dépôts de pente; par contre,au sommet des collines,il arrive qu'elle soit complètement désagrégée en sables sur plusieurs mètres de profondeur,comme dans la carrière de Pen-y-Foel.

Légende de la figure 108 hors-texte.

1 Courbe de niveau (en mètres)

2 Inclinaison de la surface topographique

3 Cuvette topographique

4 Ruisseau encaissé dans le substrat rocheux

5 Vallon en V

6 Vallon en berceau

7 Vallon à fond plat calibré

8 Ravin

9 Fracture ou faille

10 Limite d'affleurement entre le Calcaire carbonifère (à l'Ouest) et le Millstone Grit (à l'Est)

11 Pendage en degrés

12 Carrière

13 Escarpement monoclinal

14 Rebord de talus

15 Corniche rocheuse

16 Versant rectiligne et bas de versant

17 Colline convexe se raccordant au soubassement par une large concavité

18 Relief résiduel à contacts nets

19 Alvéole à fond plat

20 Surface gréseuse nue avec fissures et diaclases apparentes

21 Dépression karstique à bords nets

22 Millstone Grit désagrégé en sables ou altéré en argile

23 Mare

Dans les alvéoles,au fond marécageux et tourbeux,il n'existe pas d'excavation suffisamment profonde pour voir la roche en place.En surface,on trouve un matériel caillouteux,peu épais,altéré vers le haut en podzol,qui ravine une *argile beige offrant généralement une fine stratification horizontale,exempte de cailloux.* La composition minéralogique de l'argile est variée: la kaolinite (moyenne) est associée à l'illite (forte) et à la chlorite (moyenne) (1).

Le contact des versants avec le fond de l'alvéole est toujours brutal et franc,mais la pente est variable.Au bas des versants,le grès affleure parfois à nu, laissant apparaître un réseau de fissures bien nettoyé.

*Les alvéoles se sont formés indépendamment de tout réseau hydrographique hiérarchisé.*Leur allongement est assez nettement guidé par la direction des couches Ils se situent le plus souvent entre deux crêtes monoclinales.Ceci reflète l'hétérogénéité de la lithostratigraphie du Millstone Grit de cette région où des bancs plus ou moins siliceux et plus ou moins schisteux alternent avec des bancs d'orthoquartzites purs.Sur les flancs des alvéoles,on note souvent une plus grande fréquence des lits de phtanites.Au contraire,au sommet des collines,les grès plus massifs ont pu se désagréger en arènes,dans la masse.

Les alvéoles sont associés à un *système de vallons,à fond plat* le plus souvent,naissant à l'extrêmité de l'alvéole.Il est fréquent que les alvéoles présentent une disposition étagée et soient reliés les uns aux autres par ce type de vallon (fig.108),entaillant des seuils rocheux.

Ce modelé d'alvéoles rappelle certaines descriptions de régions tropicales humides,à couverture forestière dense,sur granites ou gneiss en particulier (cf. Tricart,1965,p.186; J.Khobzi,1972).Comme les grès du Millstone Grit,ces roches donnent,par altération,des formations sableuses très poreuses et épaisses,surmontées de sols plus argileux.Pour fonctionner,le mécanisme responsable exige que l'essen-

(1) Echantillons 75-33 et 75-35.Analyses du Laboratoire L.A.141,C.N.R.S.,Paris.

tiel de la *phase migratrice de l'érosion soit à l'état de solutions (biostasie)*.La perte de substance dépend de la rapidité de l'altération chimique.Au delà d'un certain seuil (environ 40% en poids pour des roches granitiques,d'après Tardy,1969), cette perte entraîne la disparition de l'architecture initiale de la roche et un tassement de l'ensemble.

Dans une structure monoclinale à fort pendage faisant affleurer des faciès assez divers,comme c'est le cas pour le Moel Garegog,la vitesse d'altération est très différente d'un point à l'autre,entraînant un tassement beaucoup plus rapide à certains endroits,d'où la formation des alvéoles.Corrélativement,dans les creux, se produisait un léger colmatage par les colluvions argileuses entraînées par le ruissellement sur les versants,colmatage cependant moins rapide que l'approfondissement des alvéoles,sinon ceux-ci seraient comblés.

Dans le cas des grès quartzeux et orthoquartzites du Millstone Grit,sous un climat chaud et humide,la silice des quartz était mise en solution avant d'être exportée.L'argile beige finement stratifiée,repérée dans plusieurs alvéoles,ne provient pas du remaniement de sols ferrallitiques puisque les minéraux argileux sont essentiellement hérités des roches mères,en particulier des shales.La fine stratification horizontale indique une mise en place par décantation ou par un ruissellement laminaire.Tout ceci est postérieur à la formation des alvéoles par altération chimique différentielle.Nulle part,nous n'avons pu voir la base de cette argile beige,épaisse d'au moins 2 mètres.

Le plus étonnant,en ce qui concerne ce secteur gallois,est la *remarquable conservation d'un modelé hérité de systèmes morphogénétiques antérieurs aux périodes froides du Quaternaire*.Les retouches ultérieures consistent surtout dans le colmatage des fonds.Au NE du Moel Garegog,les glaces ont poli la roche qui affleure souvent à nu sur le revers des corniches gréseuses et au bas des versants.Des

blocs de grès-quartzite ou de chert,d'origine exclusivement locale,sont éparpillés sur les pentes.Le rôle de l'abrasion glaciaire apparaît cependant réduit: sur l'éperon situé au Nord du Ffynnon Thomas (point B de la carte,fig.108),le Millstone Grit est altéré en un matériel argilo-sableux qui n'a pas été déblayé. D'autre part,sur le flanc d'une des dépressions (point A de la carte,fig.108), un miroir de faille est conservé intact.Il plonge vers le fond de l'alvéole.Un autre miroir de faille,vertical,à stries horizontales que l'on ne peut confondre avec des stries glaciaires,est visible sur le flanc d'une petite éminence gréseuse proche de la ferme de Maes-Maelor.

Autour du Llyn Cyfynwy dont l'alvéole a été utilisé pour aménager un lac réservoir,les grès-quartzites sont presque toujours très friables à l'affleurement et passent localement à des argiles marbrées (1).Des trainées de blocs gréseux convergent vers l'alvéole formé en contrebas,vers le NE et disparaissent dans la dépression sous la tourbe.Tout ceci montre que les glaces quaternaires n'ont pas pu *créer* le relief d'alvéoles.*Elles se sont moulées sur une topographie déjà très accidentée*.C'est un modelé très différent,par exemple,de celui observé au Nord du Vale of Ffestiniog,en Snowdonia méridionale,où la morphologie glaciaire est beaucoup plus marquée.

Ce modelé d'alvéoles est à rapprocher des champs de dolines des affleurements de Millstone Grit,au Sud de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons (fig. 72 et 73).En effet,il correspond au *même système morphogénétique caractérisé par une exportation massive de silice en solution* (ou à l'état colloïdal).La différence de paysage provient de conditions structurales autres: 1) les couches sont plus fortement inclinées,ce qui permet des variations rapides de faciès à l'affleurement,

---

(1) L'analyse aux rayons X indique une kaolinite abondante,associée aux minéraux primaires des faciès de shales (illite-chlorite)(échantillon 77-5,L.A.141,CNRS).

2) les orthoquartzites purs ne constituent qu'une part relativement modeste de l'échelle lithologique.La densité des fissures et diaclases est généralement beaucoup plus forte ici qu'au Sud du Pays-de-Galles.Les processus d'effondrement par ameublissement différentiel de la roche n'ont pu fonctionner,d'autant plus que les lits de shales sont assez fréquents et épais.L'altération différentielle,dans une structure monoclinale à fort pendage,s'est donc traduite ici par la formation d'alvéoles.

2°) Le modelé fluvio-karstique des plateaux calcaires entre Prestatyn et Caerwys.

On a vu que la corrosion superficielle pouvait,seule,expliquer l'aplanissement du calcaire à des altitudes toujours proches de 160-180m,en contrebas de versants schisto-gréseux.Pourtant,le modelé actuel est assez éloigné de celui d'une plaine de corrosion karstique classique.

Le trait le plus remarquable est l'*absence de dolines*.La corrosion superficielle ne s'est pas exercée ponctuellement,comme au Sud de la Fforest Fawr, par exemple,mais uniformément,sur l'ensemble de la tranche calcaire.Le relief n'est pas tabulaire mais constitué de *croupes à pentes faibles (3 à 4° au maximum),se raccordant par de longs versants à des bas-fonds mal reliés les uns aux autres*.Les véritables cuvettes fermées sont rares; elles ont un fond assez irrégulier et sont de taille hectométrique.Des vallons secs,évasés ou en berceau,naissent dans de larges amphithéâtres à flancs très doux (1 à 3°au plus).Ils se raccordent,par des ravins étroits et rapidement très encaissés aux vallées travaillant à partir du Vale of Clwyd ou de l'estuaire de la Dee.

Dans les dépressions,le calcaire porte un matériel caillouteux,peu épais, bien roulé,non calcaire,emballé dans une matrice abondante limono-sableuse.L'en-

semble provient du socle silurien de la Clwydian Range.Les analyses morphoscopiques montrent une origine très diverse: on y trouve quelques quartz E.L. provenant sans doute d'un stock de sables marins,des quartz N.U.,des galets de shales ou de grès,de faciès variés.Le façonnement des quartz par la mer a souvent respecté des caries plus ou moins profondes,dont le fond est taché par des oxydes de fer.

Ce modelé,associant vallons en berceau et basses collines calcaires,témoigne d'une lente *dégradation sous climat froid d'une plaine de corrosion superficielle,atteinte sur ses marges par une rapide dissection fluviale*.L'aplanissement du calcaire en contrebas du socle schisto-gréseux de la Clwydian Range et des grès et cherts de l'Halkyn Mountain a été facilité par un processus d'*imperméabilisation du calcaire:* les fissures avaient été colmatées par des formations argileuses dérivées de l'altération du Millstone Grit (shales et cherts passant à des grès vers le Sud) ou du socle silurien.Les eaux descendues des versants gréseux ou schisteux étaient particulièrement agressives.Comme elles ne pouvaient s'infiltrer aisément dans le calcaire,celui-ci était attaqué en surface; la corrosion superficielle progressait latéralement,dissolvant une tranche relativement uniforme,en dehors des secteurs où le calcaire avait été fortement silicifié.

La mise en place du réseau de vallons est probablement liée à un climat froid,mais aussi à l'abaissement rapide de la nappe ,parallèlement à l'excavation du Vale of Clwyd.Les épandages caillouteux allochtones ont été guidés par ce système de vallons,qu'ils ont,en retour,contribué à approfondir et à élargir.

° °
°

*3°) La plaine de corrosion de Llandegla (fig.*109*).*

Coincée entre la Clwydian Range méridionale et les hauteurs du Moel Garegog et du Cyrn y Brain (fig.107,coupe 12),c'est une petite plaine de moins de 6 km2,presque fermée,nettement perchée au-dessus du Vale of Clwyd dont elle n'est reliée que par l'étroite et sinueuse vallée du Nant Garth.Les altitudes,variant dans une fourchette étroite (240-275m),font de cette plaine *un petit bassin absolument indépendant du niveau de base régional:* l'extrêmité Sud du Vale of Clwyd se trouve à une centaine de mètres d'altitude.L'Alyn,née dans une gouttière peu profonde,au Sud de la plaine de Llandegla,traverse celle-ci "à fleur de sol" avant de s'encaisser plus au Nord au pied des grands versants de la Clwydian Range.

Cette plaine tronque les couches du Calcaire Carbonifère inclinées vers l'Est,de 20 à 25° au Nord de la faille F1 (fig.109) et de plus de 80° au Sud.La cartographie détaillée de ce secteur met en évidence un rôle morphologique des failles que le seul examen du paysage ne permettait pas de soupçonner.

*Un compartimentage apparaît,souligné par des différences de modelé.*L'aplanissement est en effet très inégal selon les endroits.Très évolué au Nord de Llandegla,de part et d'autre de l'Alyn,il a respecté ailleurs de courts éperons calcaires SW-NE ou SSW-NNE,présentant vers le NW une corniche monoclinale et vers le SE un versant structural exactement conforme au pendage.La surface d'aplanissement,très plane à 240-245m,s'insinue entre les éperons.Le calcaire n'est

LEGENDE de la FIGURE 109 hors-texte.

1 Courbe de niveau (en mètres)

2 Rivière

3 Route (croisements-repères)

4 Limite d'affleurement

5 Faille

6 Pendage (en degrés)

7 Ravin peu profond

8 Vallon en V

9 Vallon en berceau

10 Vallon à fond plat

11 Cuvette topographique

12 Bas de versant

13 Dépression karstique sans bord net

14 Dépression karstique à fond plat

15 Tête de vallée en amphithéâtre,dans les shales siluriens

16 Alvéole à fond plat,dans le Millstone Grit

17 Rebord de talus

18 Crête monoclinale et revers structural

19 Niche de source,dans les shales siluriens

20 Grand versant convexo-rectiligne,dans les shales et grès siluriens

21 Aplanissement né de la corrosion superficielle du calcaire

22 Grès interstratifié dans le calcaire carbonifère,généralement décimenté en surface.

jamais très éloigné.De part et d'autre de l'Alyn ,une mince couche alluviale s'est déposée,mais entre les éperons,la roche est à fleur de sol.

Ce modelé d'aplanissement très évolué se retrouve au Sud,entre la faille F1 et les ruines du Castell yr Adwy (fig.109),là où le calcaire est presque vertical.La surface topographique,très plane,se situe autour de 270m.De courtes échines calcaires coïncidant avec des bancs massifs constituent les seuls accidents du relief.Là aussi,la roche est toujours proche de la surface.

A ces aplanissements très évolués,s'opposent des *secteurs beaucoup plus vallonnés* caractérisés par des cuvettes aux contours plus ou moins bien définis et au fond irrégulier,et des vallons secs en V ou en berceau (fig.109).Ce type de modelé s'observe,en particulier,à l'Est du contact avec le socle silurien, au Nord de la faille F1.Le tracé de celle-ci est souligné,dans le compartiment Nord,par de petites cuvettes.L'une d'elle s'ouvre vers le NE sur un vallon en berceau.De part et d'autre du plan de faille,le changement de paysage est assez net,suggèrant un *rejeu récent de la faille*,abaissant le compartiment septentrional de 20 à 30m.Les vallons sont en partie colmatés par un matériel allochtone hétérogène,emballant des galets roulés provenant du socle silurien.

Ce modelé présente beaucoup d'affinités avec celui décrit précédemment entre Prestatyn et Caerwys.Dans les deux cas,le lien est étroit entre la formation des vallons et l'apport de débris schisto-gréseux sur le calcaire.Le réseau de vallons est cependant beaucoup moins développé ici,car il n'est pas solidaire d'une dissection marginale vigoureuse.

Le contact du Calcaire Carbonifère avec le socle silurien du Moel y Acre est presque toujours "normal".A l'Ouest,de grands versants concaves,inclinés d'une dizaine de degrés au maximum sont entaillés de vallons et ravins sou-

vent profonds,naissant dans de larges amphithéâtres à flancs convexo-concaves, et s'élargissant vers l'aval jusqu'au contact du calcaire où la pente s'adoucit rapidement (fig.109).

Au Sud de la faille F2,le calcaire,subvertical,affleure en coin entre des collines gréseuses (Wenlock au Sud,Millstone Grit à l'Est).Il donne un grand plan incliné s'abaissant jusqu'à la plaine de Llandegla et entaillé de vallées étroites et profondes.

Sur le flanc des corniches calcaires,apparaissent fréquemment des éléments tronqués d'un *réseau souterrain aujourd'hui abandonné:* chenaux,grottes, cavités diverses témoignent d'une ancienne phase active de karstification souterraine.Elle est antérieure à l'aplanissement qui implique,au contraire,une prépondérance de la corrosion superficielle.La tranche de calcaire dissout a été suffisamment épaisse pour que,à l'Ouest du Moel Garegog,le compartiment Sud, soulevé le long de la faille WNW-ESE,ait été sensiblement surcreusé par rapport au Millstone Grit (fig.108)(1).

Au même niveau que l'aplanissement calcaire,des grès quartzeux interstratifiés dans le Calcaire Carbonifère,aux environs de Llandegla,sont *décimentés et réduits à l'état d'arène sableuse.*En tout état de cause,cela exclut que cet aplanissement se soit élaboré sous un climat périglaciaire humide.L'évolution actuelle tend à sa dégradation,par formation de cuvettes et dolines dans la zone située immédiatement à l'aval des versants gréso-schisteux.

Avant que les processus d'aplanissement par corrosion superficielle aient pu agir,le paysage devait être identique à celui que l'on observe plus au Nord,sur la retombée orientale de la Clwydian Range: série de crêtes monocli-

(1) La région cartographiée sur la figure 109 se trouve immédiatement à l'Ouest de celle de la figure 108 (voir leur localisation sur la fig.99 hors-texte).

nales séparées par d'étroits couloirs,non ou mal reliés entre eux.L'altitude sommitale des crêts est nettement inférieure à celle de la Clwydian Range,par suite du gauchissement dissymétrique subie par la région (fig.107,coupes 10 et 11).

La plaine de Llandegla est un petit *poljé*,né sous un climat encore assez chaud,dans un secteur où convergeaient les eaux agressives descendues des versants gréso-schisteux.Au Sud et à l'Est,des failles (F2 et F3 de la fig.109) devaient former des barrages naturels gênant l'écoulement des eaux souterraines vers le Sud et l'Est et facilitant l'inondation du poljé.La faille F2 s'accompagne,en particulier,d'effets de broyage et d'une intense déformation des couches calcaires.Il n'est donc pas surprenant qu'elle coïncide avec la limite Sud du poljé.Ce dernier fut scindé en deux éléments distincts,dénivelés d'une trentaine de mètres,par le jeu d'une faille transversale (F1 de la fig.109).Cette tectonique cassante,ayant déterminé la répartition des vallons périglaciaires, est forcément très récente; on ne peut la faire remonter au-delà du Quaternaire ancien.La formation de ce poljé est à rapprocher de celle des alvéoles du Moel Garegog tout proche.Toutes deux supposent un système morphoclimatique encore assez chaud et humide.La bonne conservation de ces modelés anciens témoigne, encore une fois,de la modestie des retouches apportées au relief,pendant le Quaternaire.

° ° °

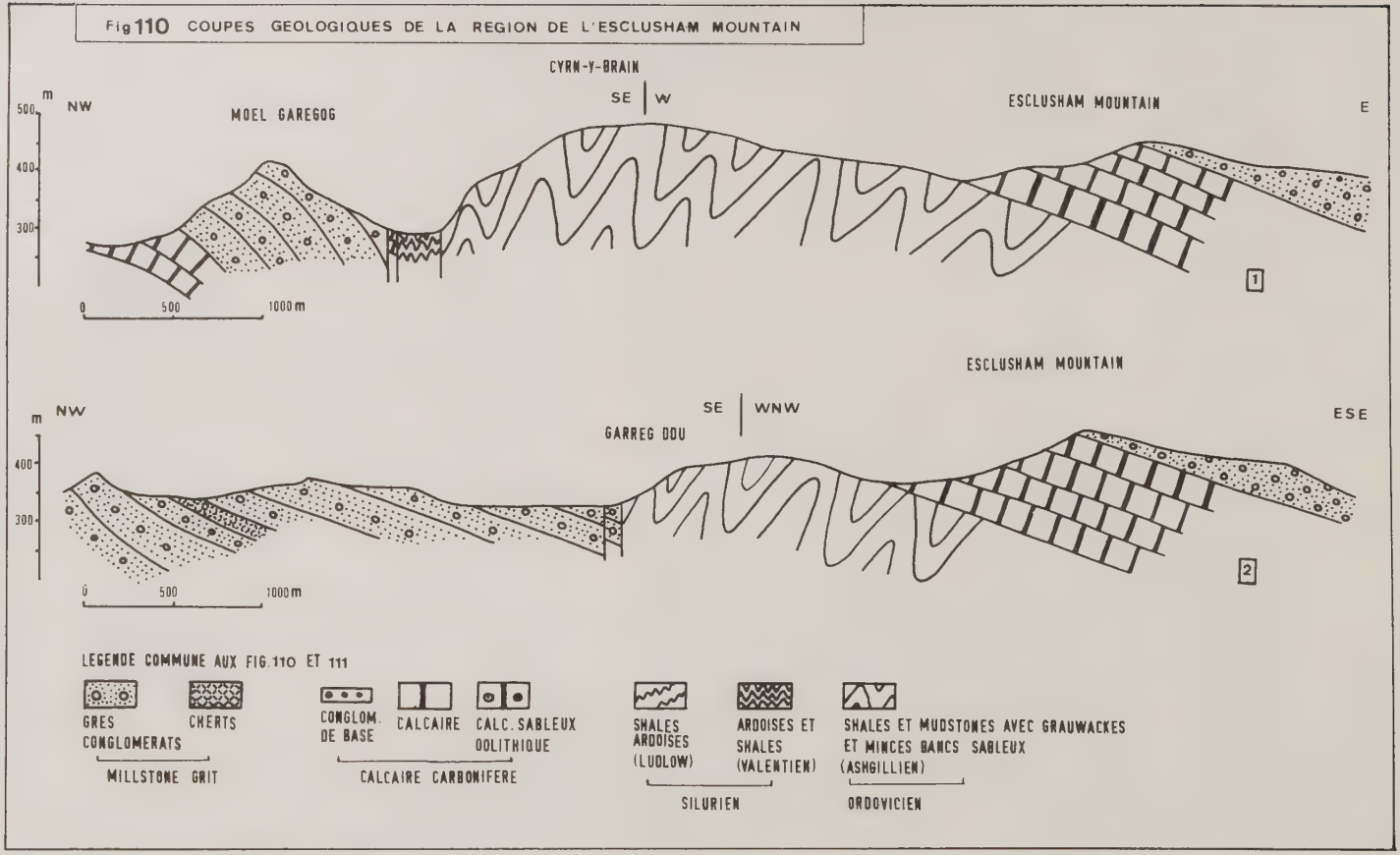


Fig 110 COUPES GEOLOGIQUES DE LA REGION DE L'ESCLUSHAM MOUNTAIN
CYRN-Y-BRAIN
SE | W
m
500
400
300
NW
MOEL GAREGOG
ESCLUSHAM MOUNTAIN
E
0 500 1000 m
1
ESCLUSHAM MOUNTAIN
m
NW
SE | WNW
ESE
GARREG DDU
400
300
0 500 1000 m
2
LEGENDE COMMUNE AUX FIG. 110 ET 111
GRES CONGLOMERATS
CHERTS
MILLSTONE GRIT
CONGLOM. DE BASE
CALCAIRE
CALC. SABLEUX OOLITHIQUE
CALCAIRE CARBONIFERE
SHALES ARDOISES (LUDLOW)
ARDOISES ET SHALES (VALENTIEN)
SILURIEN
SHALES ET MUDSTONES AVEC GRAUWACKES ET MINCES BANCS SABLEUX (ASHGILLIEN)
ORDOVICIEN

4) LES HAUTES SURFACES DE LA REGION DE LLANGOLLEN,LES EGLWYSEG ROCKS ET LA VALLEE DE LA DEE EN AVAL DE CORWEN.

Les Berwyn Hills (825m),la Llantysilio Mountain (530m) et le Cyrn y Brain (550m) constituent une suite de hautes surfaces,orientée SSW-NNE ou SW-NE.Vers l'Ouest,les premières dominent vigoureusement la vallée moyenne de la Dee,tandis que les autres s'élèvent au-dessus de l'étroite dépression de Bryneglwys.En aval de Corwen,la Dee s'encaisse en larges méandres dans ces hautes surfaces.

Vers l'Est,le Cyrn y Brain domine d'une soixantaine de mètres la Ruabon Mountain dont il est séparé par une dépression,étroite au Nord (fig.110,coupe 1),plus large vers le Sud (fig.110,coupe 2).De là,la descente est progressive vers la plaine du Cheshire.En aval de Llangollen,la vallée de la Dee s'élargit et débouche sur la plaine.

L'origine des hautes surfaces,leurs rapports avec la plaine triasique des Midlands,la mise en place de la Dee sont les problèmes morphologiques majeurs de cette région.En outre,elle offre,avec les Eglwyseg Rocks,un exemple remarquable de corniche calcaire,haute de plus de 200m,unique au Pays-de-Galles par ses dimensions.

a) L'origine des hautes surfaces.

Dans cette région,le socle ordo-silurien,constitué principalement de shales et d'ardoises,avec quelques bancs de grauwackes ou de sables est recouvert en discordance par le Carbonifère.Celui-ci débute par des "Basement Beds"

plus conglomératiques et gréseux que dans le Vale of Clwyd,mais toujours assez friables.On les voit à la base de la corniche calcaire des Eglwyseg Rocks,près de la ferme de Dinbren-Uchaf (vers SJ 219 443).Ils ont une couleur rouge vif ou pourpre rappelant celle du Vieux Grès Rouge.Ils contiennent de petits galets de grès ou d'ardoises siluriennes.

Au-dessus,le calcaire carbonifère est généralement pur et massif.A certains niveaux,il est interstratifié avec des lits d'argiles rouges ou grises, bien visibles,par exemple,dans la carrière de Brynmelyn-Trevor (SH 240 428). Vers le haut de la série,on trouve aussi des lits de sables calcaires,très blancs,exposés dans une corniche naturelle d'une dizaine de mètres de haut,en bordure de la route,vers SJ 240 430.

Le Millstone Grit ("Cefn y Fedw Sandstone") présente un faciès très proche de celui de la bordure Nord du Bassin Houiller Sud-Gallois: c'est un grès quartzeux plus ou moins riche en dragées ou en galets de quartz.Des bancs schisteux,ainsi que des lits de chert sont parfois interstratifiés avec les grès.Les Coal Measures sont essentiellement schisteuses,avec cependant des niveaux gréseux plus résistants ("Cefn Rock"),donnant de petits escarpements monoclinaux,au Nord de la vallée de la Dee.

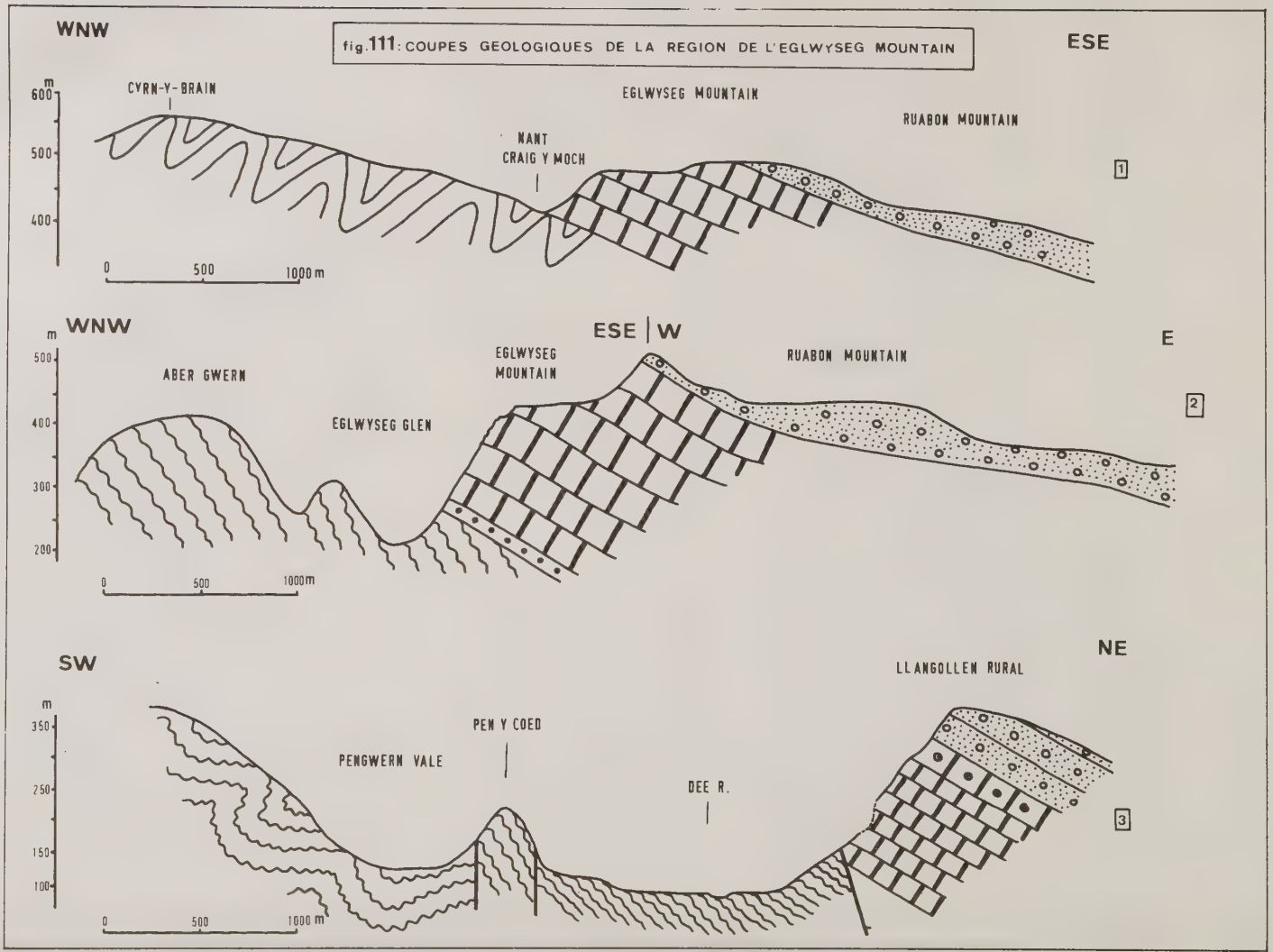
La sédimentation carbonifère a atteint son plein développement dans l'axe de la vallée de la Dee qui coïncide avec un synclinal affectant le socle sous-jacent (Wedd,Smith,Wills,1927 et 1928).Cette région a subi une tectonique complexe: aux plis et failles pré-carbonifères,se sont surimposés des accidents plus récents,failles et décrochements,accompagnés de torsions (cf.1ère Partie,fig. 23).Les principaux sont ceux de Llanelidan,d'axe WSW-ENE,passant au Nord du Cyrn y Brain,et ceux de Llangollen,parallèles à la vallée de la Dee,

où les déplacements horizontaux ont été importants.La couverture carbonifère s'incline modérément vers l'ESE (fig.110 et 111),puis elle disparaît sous le Trias de la plaine du Cheshire.

Au Nord de la région étudiée,les ardoises,shales et mudstones du Cyrn y Brain,interstratifiés avec des grauwackes et quelques bancs de grès-quartzites, sont tronqués par une surface d'érosion qui se prolonge vers l'Est sur les grès quartzeux (Millstone Grit) de l'Esclusham Mountain (fig.110,coupe 1).Ces hautes surfaces,proches de 500m ou les dépassant,offrent un paysage monotone de larges dépressions à fond plat tourbeux et de collines ou monticules convexes où la roche affleure à nu.Il n'y a jamais de manteau continu de tourbe: celle-ci est localisée uniquement dans les creux.Même là,elle ne paraît très épaisse (un mètre au maximum).Ce modelé caractéristique est identique à celui décrit au NE du Moel Garegog.

Il existe donc dans ce secteur une vieille surface d'érosion dégradée sous un climat assez chaud et humide,par des processus d'altération différentielle.Le modelé est bien conservé dans les séries gréseuses du Millstone Grit ou schisto-gréseuses de l'Ordovicien,grâce à l'éloignement des principales vallées.

La surface fondamentale a été *disloquée par le rejeu de vieux accidents structuraux*,tel celui de Llanelidan,combinant failles et décrochements: il détermine une étroite dépression coincée entre le Moel Garegog,au Nord,et le Cyrn y Brain,au Sud,et développée dans une zone de roches broyées,redressées presque verticalement.Vers l'Est,il donne un escarpement,le Garreg Ddu,d'une soixantaine de mètres de commandement,qui ne peut s'expliquer que par la tectonique: en effet,son front est taillé dans des mudstones en bancs minces,avec de rares niveaux gréseux,alors que le Millstone Grit,beaucoup plus résistant affleure en contrebas.(fig.110,coupe 2).


WNW
ESE
fig.111: COUPES GEOLOGIQUES DE LA REGION DE L'EGLWYSEG MOUNTAIN
m
600
500
400
CYRN-Y-BRAIN
EGLWYSEG MOUNTAIN
RUABON MOUNTAIN
NANT
CRAIG Y MOCH
1
0
500
1000 m
WNW
ESE | W
E
m
500
400
300
200
ABER GWERN
EGLWYSEG GLEN
EGLWYSEG
MOUNTAIN
RUABON MOUNTAIN
2
0
500
1000m
SW
NE
LLANGOLLEN RURAL
m
350
250
150
100
PEN Y COED
PENGWERN VALE
DEE R.
3
0
500
1000 m

b) Evolution morphologique des plateaux calcaires (Esclusham Mountain, Eglwyseg Mountain).

Dans la zone de divergence des eaux entre les trois affluents de la Dee, vers le Nord, le Sud et l'ESE, le calcaire est dans la position topographique qu'il avait avant la reprise d'érosion récente. Or, dans ce secteur privilégié (vers SJ 241 487), visible sur la coupe 1 (fig.110), la même surface d'érosion tronque le calcaire et le Millstone Grit, vers 500m d'altitude.

En s'éloignant de là, vers le Nord ou vers le Sud, le calcaire se trouve légèrement en creux par rapport au Millstone Grit (fig.111, coupes 2 et 3). Le contact est souvent concrétisé par une petite corniche rocheuse caractéristique de ces grès quartzeux traversés d'un réseau lâche de fissures.

En contrebas, le calcaire n'offre jamais d'aplanissement poussé: la topographie vallonnée, irrégulière, correspond à un *modelé périglaciaire*. A l'Est du Craig y Môch, on remarque un vallon sec à fond plat, orienté NNE-SSW, dont les versants raides sont soulignés localement par des micro-corniches. Vers l'aval, un profil en berceau se dessine. Ce vallon aboutit au-dessus de la reculée de World's End. Ces vallons secs sont associés à d'autres formes ou formations héritées du Quaternaire froid: des niches de nivation nées probablement de petites dolines ont des profondeurs de 3 à 4m et s'allongent dans le sens de la pente. Leur rebord amont est plus raide que l'autre. Les flancs sont tapissés de matériel anguleux d'origine locale ou plus lointaine: des blocs gréseux provenant des corniches de Millstone Grit sont venus s'entasser dans ces niches. Certains ont plus de 1m3. La grande majorité a de 40 à 50cm de long. Ailleurs, le calcaire est à nu et offre une série de petites corniches dont les revers portent des lapiés.

Nettement suspendus au-dessus de la dépression de l'Eglwyseg Glen,les vallons secs du plateau ont dû se façonner alors que celle-ci était envahie par les glaces de la vallée de la Dee.

°_°

c) Le dégagement et l'évolution de la corniche calcaire des Eglwyseg Rocks.

L'imposante cuesta calcaire des Eglwyseg Rocks dépasse parfois 200m de dénivellation (fig.111,coupe 2).Paradoxalement,cela n'implique pas de recul important: le front de la cuesta se localise non loin de l'affleurement initial du calcaire sur la surface fondamentale,tel qu'on peut le reconstituer en tenant compte de l'altitude de cette surface,dont il reste des témoins de part et d'autre de l'escarpement,et en supposant que le pendage moyen des strates carbonifères était identique plus à l'Ouest.Au NE de Llangollen,la corniche calcaire suit de très près le plan de faille mettant en contact Carbonifère et Silurien.Ainsi, la dépression située au Nord de LLangollen entre l'Eglwyseg Mountain et la Llantysilio Mountain s'explique-t-elle beaucoup plus par le *déblaiement des shales siluriens* que par un recul important du versant calcaire.Le contact des shales

et du calcaire déterminait une ligne de sources,point de départ privilégié pour le déblaiement des shales et l'éboulement concomittant de la corniche calcaire minée à sa base.

Le déblaiement des sédiments siluriens semble avoir eu lieu au cours de deux phases successives: entre les hautes surfaces de la Llantysilio Mountain (plus de 500m) et celles de l'Eglwyseg Mountain (420-490m),de grosses collines à sommets plats ou lourdement convexes atteignent 410m au Foel Eglwyseg,337m au Fron Fawr,300m au château de Dinas Bran.L'inclinaison est forte du Nord au Sud, vers la vallée de la Dee.Leur allure relativement tabulaire témoigne du déblaiement des shales peu résistants par des processus d'érosion superficielle,liés à des systèmes d'écoulement assez étalés,comme pouvait en offrir le Quaternaire ancien ou le Pliocène.A ce stade d'évolution,l'escarpement calcaire des Eglwyseg Rocks n'était pas encore dégagé.

Dans une seconde phase,qui se poursuit aujourd'hui,les collines schisteuses sont incisées de multiples ravins en V étroit.La rivière Eglwyseg ne longe pas le pied des Eglwyseg Rocks; elle contourne la colline de Fron Fawr par l'Ouest,où elle se jetait dans un méandre de la Dee actuellement abandonné.L'évolution de l'escarpement calcaire doit donc peu de chose à l'érosion fluviale. Les rares ruisseaux qui naissent sur son front sont installés le long de fractures transversales.

Ainsi,tandis que l'érosion linéaire,travaillant à partir de la Dee toute proche,était très active,la cuesta calcaire évoluait-elle beaucoup plus lentement.

Son modelé est hérité d'un système morphogénétique périglaciaire.Là où le front de l'escarpement n'a pas été modifié par l'exploitation en carrières,c'est à dire au Nord des Trevor Rocks (SJ 229 434),il se décompose en cor-

niches verticales,plus ou moins massives,et en versants inclinés de 29 à 35° (Planche V,B).Chaque corniche correspond à un banc particulièrement massif et peu fissuré.Il est fréquent qu'elles présentent des surplombs au-dessus de lits moins résistants.Dans ce cas,la corniche évolue par éboulements d'énormes blocs dont on retrouve quelques exemplaires au bas du versant.Sur les pentes de 30°, la roche disparaît sous une nappe peu épaisse de fragments anguleux,massifs,de taille variable,depuis le bloc de 50 cm de long,jusqu'à la pierraille de quelques centimètres.

Actuellement,les versants évoluent peu.Cependant,les éboulis ne sont pas totalement figés,comme en témoignent les chutes de pierres sur la petite route longeant le pied de la cuesta.Les principaux responsables en sont les moutons qui s'évertuent à brouter de rares touffes d'herbe.Les petits ruisseaux très espacés qui dévalent la pente sont incapables de prendre en charge ces éboulis.Aucun d'eux n'a pu construire de cône alluvial au pied de l'escarpement. Les éboulis se déplacent par la seule gravité.Lorsque les pentes étaient verglacées,l'évolution devait être beaucoup plus rapide,d'autant que la gélifraction fournissait une plus grande abondance de débris.

°o°

d) Les rapports de la surface fondamentale avec la topographie pré-triasique.

A l'Est de Trevor,près de Llangollen,la cuesta calcaire perd de son ampleur car les couches carbonifères s'abaissent fortement aux abords de la vallée de la Dee.Au Sud de Garth (vers SJ 256 423),elle s'estompe puis disparaît avec l'affleurement calcaire.Dans ce secteur,la surface fondamentale,que l'on suit depuis la Ruabon Mountain,au Nord,s'incline rapidement à la fois vers l'Est et vers la vallée de la Dee,tronquant les grès et shales du Millstone Grit,puis les séries houillères du Carbonifère supérieur,hachées de failles subméridiennes.

Près de Garth,vers 300m d'altitude,le Millstone Grit offre un exemple d'altération chimique poussée que l'on peut considérer comme corrélative de la surface fondamentale: les grès à stratification oblique sont désagrégés et les grains de feldspath qu'ils contenaient ont été remplacés par des cristaux de kaolinite (Wedd,Smith,Wills,1928).

Plus à l'Est,dans la plaine du Cheshire,la couverture détritique du Trias (Bunter) apparaît sous un matériel de moraine de fond,recouvrant en discordance le socle paléozoïque.

A l'Est de Llangollen,la surface fondamentale se confond-elle avec la topographie pré-triasique? Le contact du Mésozoïque avec le socle paléozoïque étant partout caché sous le manteau morainique,la réponse n'est pas évidente.D'après les coupes du Geological Survey,habituellement très précises,la topographie actuelle recoupe légèrement en biseau la surface de discordance infra-triasique (carte géologique de Wrexham,n°121).Il semble cependant qu'elles soient assez proches l'une de l'autre,jusqu'aux abords de Llangollen,car sur le flanc de la corniche calcaire de Trevor Uchaf,vers 150m (SJ 244 424),un front de carrière abandonné et malheureusement inacessible,montre une belle

cavité d'origine karstique,remblayée par du matériel rouge vif,interstratifié de lits blanchâtres subhorizontaux.Le dépôt est très semblable à ceux du Vale of Glamorgan,datés du Trias (1).Il s'agit peut-être d'un résidu de l'ancienne couverture triasique piégé dans cette cavité.

Même si l'on ne tient pas compte de ce dépôt,il est évident que la surface d'érosion fondamentale conservée sur l'Esclusham Mountain et la Ruabon Mountain à plus de 450m s'abaisse très sensiblement vers la vallée de la Dee et la plaine du Cheshire,puisqu'un témoin est encore repéré près de Garth à 300m d'altitude.Que le lieu où elle finit par se confondre avec la topographie infra-triasique ne soit pas connu exactement importe peu: l'essentiel est qu'ait été mise en évidence *une zone charnière correspondant à la bordure orientale du Massif Gallois,dans ce secteur:* à l'Est,dans la plaine des Midlands (Cheshire-Shropshire),la résultante des mouvements tertiaires a créé une stabilité relative permettant la conservation de la sédimentation mésozoïque (Trias et Jurassique).

A l'Ouest,le soulèvement a été important dans la région du Cyrn y Brain et des hauteurs de Ruabon et de Llantysilio.Dans une première phase,sans doute de longue durée (Crétacé-Paléogène?),l'érosion chimique et mécanique a pu équilibrer la tendance au soulèvement,permettant ainsi l'élaboration d'une topographie d'érosion modérément accidentée: la dénivellation entre les alvéoles et les collines rocheuses ne dépasse pas 60m.Dans une seconde phase,la tectonique a été beaucoup plus brutale sous la forme de mouvements à grand rayon de courbure,mais aussi de failles,le long de vieux accidents du socle calédonien.Parmi ceux-ci,la dépression de Bryneglwys,prolongée par un étroit

(1) Cette similitude de faciès n'a pas pu être vérifiée par des analyses minéralogiques,car il n'a pas été possible de faire de prélèvement.

couloir entre le Cyrn y Brain et le Moel Garegog,correspond au grand accident calédonien de Bala (cf.1ère Partie p. 71).De part et d'autre,la surface fondamentale a été fortement dénivelée: le Moel Cricor,au NW,culmine à 330m,tandis qu'au SE,le Moel Morfydd atteint 550m et le Moel Gamelin près de 580m.

e) La vallée de la Dee,rivière adaptée à la structure.

La vallée de la Dee,en aval de Corwen,est guidée par un autre accident majeur hérité de l'orogénie calédonienne: il s'agit d'un synclinal d'axe W-E, affecté ultérieurement de failles et d'un important déplacement horizontal ayant décalé le compartiment Nord vers l'Ouest.

La Dee est une des rivières majeures du Massif Gallois et on considère généralement qu'elle fut l'une des premières artères mises en place,avec la Severn.Pour Strahan (1902),O.T.Jones (1951),D.Linton (1951),Brown (1957 et 1960),comme pour P.Lake (1900),le réseau hydrographique gallois est foncièrement inadapté à la structure et résulte d'une surimposition sur une couverture de craie déformée en dôme,culminant au Sud du Snowdon.Le réseau initial était radial vers l'Est et le Sud.La haute vallée du Conway,dans cette hypothèse,formait le cours amont de la Dee.Le déblaiement de la couverture crétacée aurait alors entraîné des adaptations partielles à la structure.Le réseau serait antécédent au dernier soulèvement tertiaire.

Ce schéma,presque universellement accepté,repose sur le postulat que les grandes artères sont,dans l'ensemble,inadaptées à la structure.Or,dans

le cas de la Dee,cette affirmation est surprenante: en amont de Corwen,elle suit le tracé de la faille SW-NE de Bryneglwys qui n'est qu'un élément de l'accident structural complexe de Bala (D.A.Bassett,1969).En aval de Corwen,la Dee change brutalement de direction et suit l'axe W-E du synclinal de Llangollen.*Les deux tronçons sont donc parfaitement adaptés à la structure.*

La mise en place de la Dee n'implique pas de surimposition et l'hypothèse d'une proto-Dee provenant de la haute vallée du Conway ne repose sur aucun argument morphologique ou géologique précis.Comme pour les autres rivières majeures du Massif Gallois,il paraît logique de concevoir *l'installation de la Dee sur une surface d'érosion fondamentale,disloquée et déformée au Néogène.*Dans cette région,cette tectonique a été étroitement guidée par le canevas structural calédonien; il est donc normal que la tracé de la Dee coïncide avec de vieux accidents.

5) LES PLATEAUX SITUES ENTRE LES BERWYN HILLS ET LA PLAINE DU SHROPSHIRE, A L'OUEST D'OSWESTRY.

La région étudiée ici s'étend entre les vallées du Ceiriog au Nord, du Tanat au Sud, du Cynllaith à l'Ouest. C'est une zone charnière entre l'Angleterre et le Pays-de-Galles (1).

Les altitudes s'abaissent du Nord au Sud (plus de 400m près du Ceiriog, moins de 180m sur les collines de Llanymynech) et de l'Ouest à l'Est jusqu'à la plaine du Shropshire. De ce côté, le contact topographique est progressif: il se fait par de grands versants inclinés de quelques degrés vers l'Est, mais le changement de paysage est net entre la plaine, très plate et les plateaux vallonnés ou les collines aux formes lourdes. Au Sud de la colline de Baker, un double système d'escarpements regarde vers l'Ouest (fig.112, coupe 3 et 4).

Des *formations superficielles* conservées sur les affleurements de calcaire ou de Millstone Grit (Cefn y Fedw Sandstone) permettent, dans ce secteur, de comprendre comment le Massif Gallois s'est individualisé par rapport à la plaine du Shropshire.

Le matériel lithologique.

1. Le substrat ordovicien, déformé en dôme anticlinal (le dôme des Berwyn), est constitué de sédiments d'eaux peu profondes: siltstones et shales, grauwackes

(1) Cartes topographiques à 1/63 360: n°117
à 1/25 000: SJ 22 et 23

Carte géologique à 1/63 360: n°137, Oswestry.

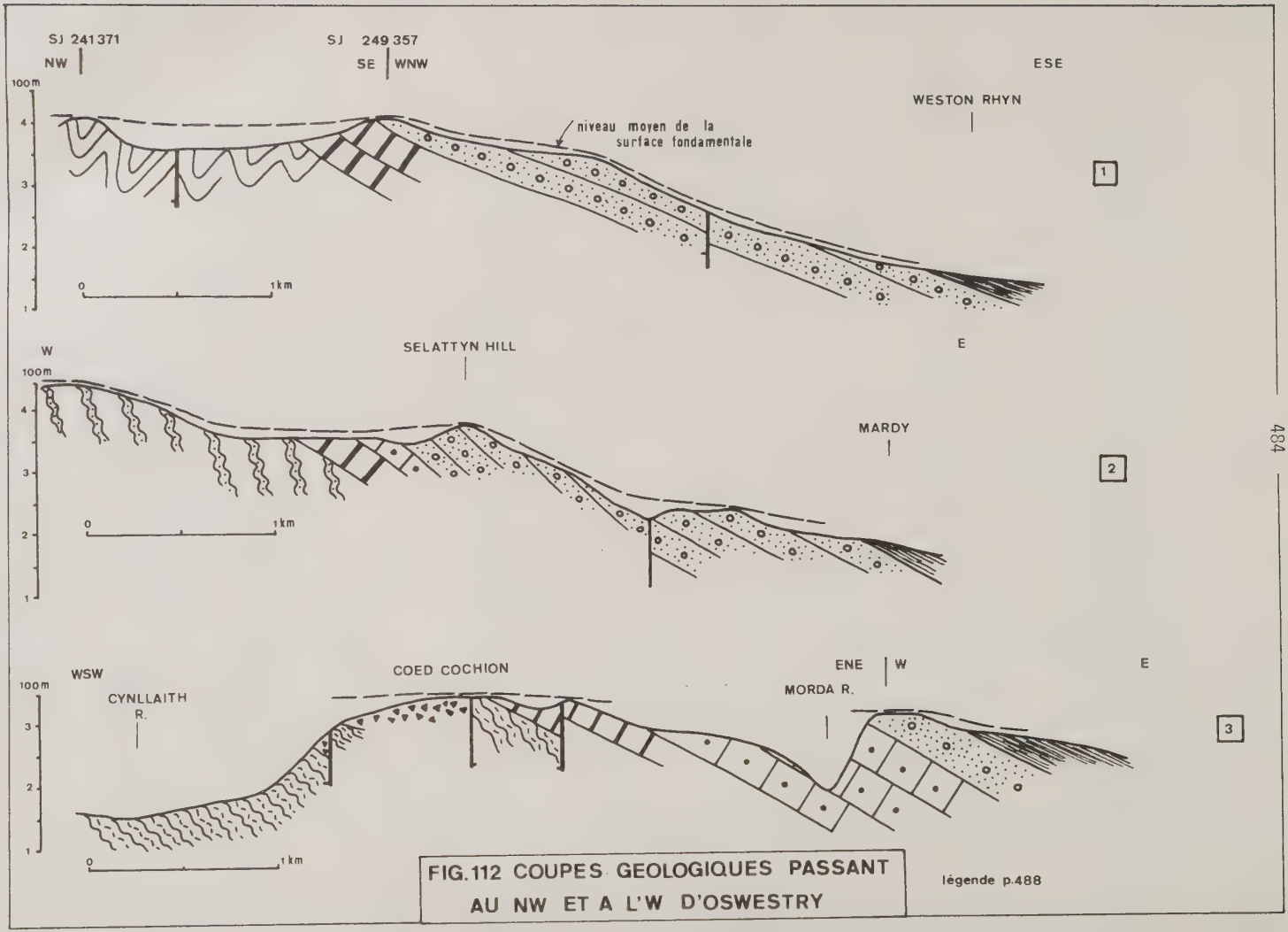


FIG. 112 COUPES GEOLOGIQUES PASSANT AU NW ET A L'W D'OSWESTRY

légende p.488

pauvres en quartz (4 à 20%) mais riches en feldspaths (20 à 30%) et en fragments de roches volcaniques,surtout rhyolitiques (60 à 68%).Les sédiments sont interstratifiés avec des couches d'ignimbrites et traversés de necks volcaniques moyennement acides (trachytes sodiques à structure porphyroïde,caractérisés par l'albite).Dans l'ensemble,la base de l'Ordovicien (Llandeilo) est plutôt plus résistante que le Caradocien,mais dans le détail,l'importance relative des pélites et des bancs arénacés connaît des variations rapides.Les ignimbrites et les roches trachytiques sont,par contre,toujours très résistantes.Pour les premières,cela s'explique à la fois par la texture et la composition minéralogique de la roche; pour les secondes constituées essentiellement d'augite plus ou moins altérée par diagenèse en chlorite,et de plagioclases sodiques (albite),la texture et la très faible perméabilité sont les principaux facteurs de résistance.

Le Silurien,formé surtout de shales et de mudstones,affleure au Nord, près de la vallée du Ceiriog (fig.112,coupe 1).

2.La couverture carbonifère est discordante sur l'Ordovicien et le Silurien.Le calcaire carbonifère se trouvant ici à la limite de son aire de sédimentation,est généralement très fossilifère et parfois impur.Au sommet,on passe à des calcaires sableux et à des grès calcaires plus ou moins riches en galets,faisant transition avec le"Cefn y Fedw Sandstone",équivalent lithologique du Millstone Grit.Le faciès est souvent quartzitique,les lits de shales sont rares.

Les Coal Measures moyennes et inférieures sont concordantes sur le Millstone Grit.Par contre,des discordances locales caractérisent les Coal Measures supérieures.

3.Le Bunter ("Lower Mottled Sandstone") recouvre en discordance le socle paléozoïque: Carbonifère au Nord,Ordovicien au Sud.L'aire de sédimentation triasique débordait largement vers l'Ouest au-delà de la limite actuelle de l'affleu-

rement (supra p.111).

°°°

Existence d'une surface d'altération tropicale.

Du Nord au Sud,les rapports topographiques entre les différentes assises lithologiques ne sont pas immuables:

- Au Nord,près de la vallée du Ceiriog,le Silurien,le Calcaire Carbonifère et le Millstone Grit sont tranchés,vers 400m d'altitude,par une même *surface d'érosion* (fig.112,coupe 1) qui ne porte aucun dépôt fluvio-glaciaire ou glaciaire.Dans le détail,le relief se décompose en collines convexes dominant de quelques dizaines de mètres des dépressions bien drainées,car elles sont perchées de 200 à 300m au-dessus des profondes vallées du Ceiriog et de son affluent,le Nant Gwryd.C'est un modelé très semblable à celui de la surface fondamentale reconnue plus au Nord dans l'Esclusham Mountain.

- Au niveau de la colline de Selattyn,shales et grauwackes des "Bryn Beds" (Llandeilo) dominent assez nettement le calcaire carbonifère,tranché vers 450m (coupe 2,fig.112).Les altitudes se relèvent à nouveau sur le Millstone Grit quartzitique de la colline de Selattyn.Dans ce secteur,le calcaire carbonifère,en creux,ne donne pas de plate-forme rigide mais une topographie vallonnée qui s'explique par la nature souvent sableuse du matériel.

- A l'Est de la colline de Baker,le Millstone Grit disparaît vers 300-320m sous

une épaisse couverture fluvio-glaciaire formée de galets roulés et de sables où l'on remarque des quartz cariés façonnés en émoussés-luisants.L'essentiel est d'origine locale mais avec des éléments plus lointains,comme l'attestent les émoussés luisants ou des fragments de coquilles marines: il s'agit d'un matériel apporté par les glaces de la plaine du Cheshire-Shropshire,depuis les parages de la mer d'Irlande,et nourri par des apports locaux tout le long de son trajet (Wedd et al. 1929).Vers l'Est,le contact du Millstone Grit et des Coal Measures est partout caché sous les formations quaternaires.L'altitude s'abaisse assez rapidement par une courte concavité,mais la pente la plus forte se situe nettement à l'Ouest du contact des grès et des shales (coupe 2).

- Au Sud de Llawn,les rapports topographiques de la couverture carbonifère et du substrat ordovicien s'inversent: un vigoureux escarpement calcaire se dresse au-dessus des shales et grauwackes ordoviciens (fig.112,coupe 3).Les trachytes et rhyolites sont tronqués au même niveau que le calcaire,à environ 300m d'altitude. Vers l'Est,les calcaires sableux du sommet du Calcaire Carbonifère sont excavés en dépression longitudinale au pied de l'escarpement de Millstone Grit.Dans ce secteur,malgré une altitude plus faible que plus au Nord,les roches ne sont nulle part recouvertes de formations fluvio-glaciaires.

Les quartzites du Mynydd Myfyr affleurent directement à nu et sont parfaitement sains: l'altération superficielle se limite à une mince pellicule de quelques mm d'épaisseur,légèrement friable.

- Dans la région de Sweeney Mountain et du bois de Treflach (fig.113,coupe 4),Calcaire Carbonifère et Millstone Grit sont tranchés par une même surface topographique inclinée vers l'Est,où des *formations superficielles pré-glaciaires* ont été repérées en deux endroits:

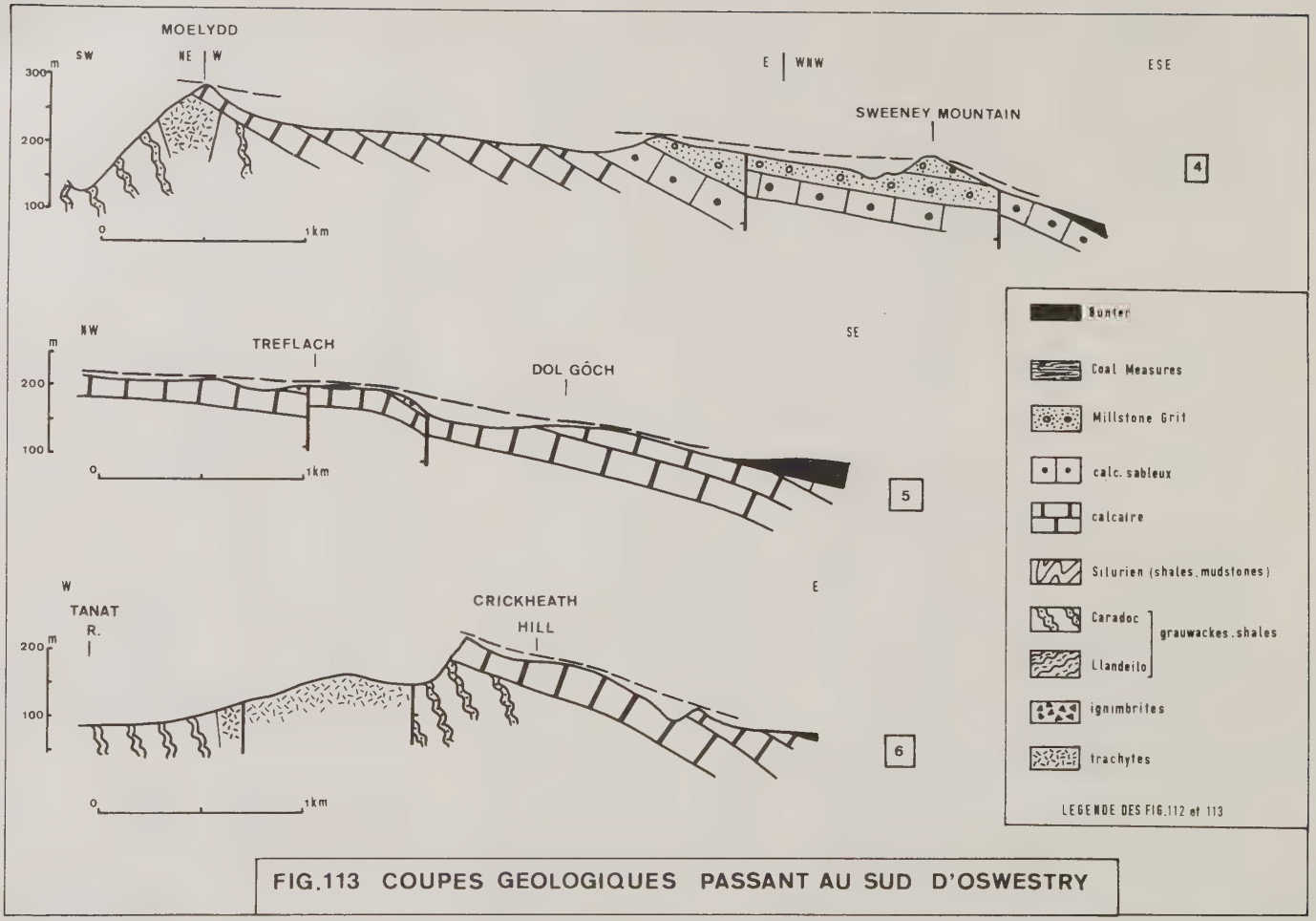


FIG.113 COUPES GEOLOGIQUES PASSANT AU SUD D'OSWESTRY

1°) *Sur la montagne de Sweeney* (SJ 277 258),*le Millstone Grit a été arénisé sur plusieurs mètres de profondeur* ou désagrégé en boules.Des chicots rocheux résiduels émergent de bas-fonds où la roche en place disparaît sous des formations meubles.Des chaos de boules de roche saine,ennoyées à la base dans leur gangue d'arène,passent à une roche pourrie,friable,mais dont l'architecture d'origine est parfaitement reconnaissable.

La roche en place est un *grès-quartzite* (orthoquartzite impur),formé de grains de quartz subémoussés,bien classés,dans une pâte de quartz microcristallin. Les grains de biotite sont rares mais répartis assez uniformément dans la roche. De la muscovite est également présente en très faible quantité.L'analyse morphoscopique de l'arène montre que *les quartz sont nettement corrodés avec des taches rouilles dans les petites cavités et fissures.*Les sables sont mêlés à des fragments de grès pourri et des dragées de quartz traversées de *fissures incrustées d'oxydes de fer.*Ces quartz s'écrasent très facilement sous le marteau.L'arénisation est donc consécutive à la dissolution des quartz.

Une petite "falaise" gréseuse,verticale,haute de plus de 3m,est partiellement ensevelie sous un matériel sableux de même type que l'arène en place.L'étude granulométrique révèle un excellent classement: le Q d Ø est de 0,35,pour un échantillon total et de 0,28 pour la fraction sableuse.La médiane est de 0,257 mm.Le bon classement est directement hérité de la fraction clastique de la roche-mère et ne résulte pas d'un triage: la mise en solution de la silice a d'abord intéressé le ciment de quartz microcristallin.

Le modelé d'altération différentielle de la Sweeney Mountain,associé à la décimentation des grès et à la corrosion des quartz permet de définir la surface d'érosion créée dans ce secteur,comme une *pénéplaine d'altération chimique*. Son élaboration implique,comme il a été dit précédemment,des climats nettement

plus chauds que l'actuel (voir ci-dessus p.282).Comme on passe de cette surface d'érosion à celle décrite plus au Nord dans la région de Llangollen,progressivement,sans emboîtement net,il est logique de considérer qu'il s'agit,malgré la différence d'altitude,de la *même pénéplaine déformée et basculée:* sur la Sweeney Mountain,elle n'est qu'à 150m d'altitude (fig.113,coupe 4).

2°) A 1km,au Sud de la Sweeney Mountain,à une altitude un peu plus faible (140m seulement),un autre type de formation superficielle a été repéré dans la *carrière de Dol Gôch* (SJ 278 248),sur le calcaire carbonifère (fig.113,coupe 5).

La roche en place est un *calcaire très fossilifère et impur*,de type biomicrite.Il contient environ 4% de quartz,de rares grains de feldspaths plagioclases souvent altérés en kaolinite,quelques grains de muscovite,de zircon et de tourmaline.*Ce calcaire a été partiellement silicifié:* vers le haut,le pourcentage de quartz peut dépasser 20%.La silicification a intéressé essentiellement les débris d'organismes biologiques,tandis que le ciment restait calcaire, si bien que le pourcentage de carbonate de calcium est encore de 45% environ (échantillon 71-58) (1).

Ce calcaire silicifié porte un *profil d'altération*, peut-être légèrement remanié,car les différents horizons sont nettement tranchés (fig.114).A la base,la roche silicifiée (échantillon 71-58) présente une structure litée,subhorizontale,avec des niveaux plus sableux (échantillon 71-59).La fraction supérieure à 50 microns est formée de quartz non-usés et de débris d'organismes silicifiés.

---

(1) Sur le front de carrière,on remarque de grosses constructions coralliennes (en particulier de *Lithostrotion* et de *Dibunophyllum*) entièrement silicifiées, ce qui souligne remarquablement leur architecture.

Fig.114 : Profil d'altération sur calcaire silicifié (carrière de Dol Goch NG SJ278248)

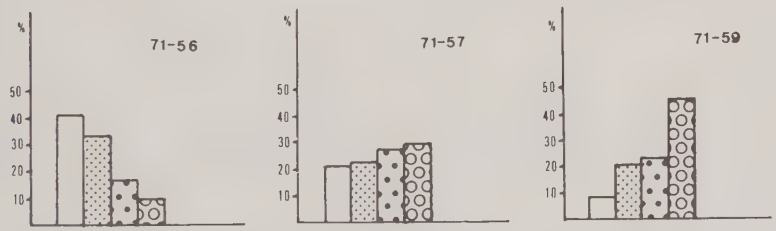


Fig.115 : Histogrammes granulométriques de trois horizons d'un profil d'altération sur calcaire silicifié (carrière de Dol Goch NG : SJ278248)
même legende que pour la fig.82

L'ensemble du profil a fait l'objet d'analyses chimiques,minéralogiques (diffraction aux rayons X,lames minces) et granulométriques dont les résultats sont présentés sur les tableaux 7 et 8 et sur la fig.115 (1).

Ces analyses montrent:

1. une décalcification croissante vers le haut,
2. un enrichissement en kaolinite,toujours dominante,mais aussi la néoformation de montmorillonite et d'illite,absentes de la roche-mère,
3. un enrichissement en silice et surtout en alumine et en oxyde de fer,
4. un enrichissement en potassium et en magnésium.

Ce type d'altération est à mettre en relation avec le site topographique: la carrière de Dol Gôch se trouve *dans une cuvette*,légèrement en contrebas de la Sweeney Mountain au Nord,de la colline de Llynclis au Sud et du plateau calcaire de Treflach Wood à l'Ouest.Dans ces conditions,*l'altération du calcaire silicifié s'est faite dans un milieu mal drainé,à tendance hydromorphe*.Il était enrichi en bases (K et Mg) et en silice,par lessivage latéral,depuis les versants amont.Cela favorisait la néoformation de l'illite et de la montmorillonite,à côté d'une kaolinite dominante.Ce type de sols est comparable aux "sols bruns eutrophes" (cf.Duchaufour,1970,p.347).La prépondérance de la kaolinite sur la montmorillonite suggère un *contexte chaud et assez humide,avec une courte saison sèche*.

Le profil d'altération de la carrière de Dol Gôch est donc corrélatif du même système morphogénétique que le modelé de la Sweeney Mountain.Il s'est développé dans un milieu légèrement confiné,alors que l'arénisation des ortho-

---

(1) Analyses du Laboratoire de Minéralogie du C.E.A et de l'Institut de Géographie de Lille.

Tableau n°7: Analyse chimique des différents horizons du profil d'altération de la carrière de DOL GÔCH (se reporter à la fig.114).

N° de l'échantillon.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_5	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	H_2O	Perte au feu	Total
72-17	54,72	13,05	5,32	0,34	7,95	1,15	0,20	2,45	0,78	0,01	0,08	2,52	11,06	99,63
71-57	49,96	8,38	4,72	0,31	15,34	0,87	0,20	1,55	0,56	0,03	0,07	1,79	15,87	99,35
71-58	46,58	3,52	2,09	0,33	23,63	0,60	0,25	0,90	0,33	0,03	0,04	0,87	20,47	99,64
72-16	19,76	3,30	2,16	0,35	40,04	0,72	0,15	0,55	0,20	0,03	0,04	0,82	32,43	99,90

Tableau n°8: Composition minéralogique des différents horizons du profil d'altération de la carrière de DOL GÔCH.

n° de l'échantillon	% de quartz (1)	calcimétrie (2)	Montmorillonite (3)	Illite/mica (3)	Chlorite (3)	Kaolinite (3)
72-17	14	13	5	10	0	34
71-57	9	27	5	8	0	30
71-58	20	45	0	12	0	20
72-16	4	72	0	0	0	10

(1) Diffraction aux rayons X sur échantillon "tout-venant" broyé.
(2) Mesurée au calcimètre Bernard.
(3) Diffraction aux rayons X sur échantillon tamisé (fraction inférieure à 2µ) et orienté. Les chiffres indiquent les hauteurs des pics et n'ont donc qu'une valeur relative.

quartzites nécessitait une bonne évacuation de la silice et donc un bon drainage.

L'intérêt de ces deux formations est de nous renseigner sur *l'allure de la surface d'altération de cette région: c'était une pénéplaine ondulée,légèrement vallonnée* .Comme la carrière de Dol Gôch et la Sweeney Mountain ne se trouvent qu'à quelques centaines de mètres de distance de l'affleurement triasique et à une altitude supérieure de 45m seulement (fig.113 ,coupes 4 et 5),il apparaît que,dans ce secteur,*la plaine du Shropshire n'a été que faiblement excavée par l'érosion différentielle.Pour l'essentiel,l'individualisation topographique du Massif Gallois,sur cette bordure,est d'origine tectonique:* la pénéplaine d'altération chimique,dérivée d'une surface d'aplanissement,a été fortement soulevée vers l'Ouest et *flexurée le long d'une charnière Nord-Sud* passant à l'Est des collines de Sellatyn et de Myfyr.Elle sépare deux compartiments ayant évolué différemment depuis le Trias:

-à l'Est,au total,le soulèvement a été très modeste,si bien que la couverture triasique a été conservée,au moins partiellement.

-à l'Ouest,il a été suffisant pour que le Mésozoïque soit complètement déblayé et qu'une pénéplaine d'altération chimique se développe aux dépens du socle paléozoïque.Il est difficile d'évaluer le volume de roches pré-triasiques enlevées par l'érosion,mais il fallait que le soulèvement soit assez lent pour que l'ablation se fasse à peu près au même rythme.

En corollaire,on remarque que depuis que le contexte climatique ne permet plus à la pédogenèse "hydrolysante" de fonctionner,le *modelé acquis antérieurement n'a pas été sensiblement modifié sur les interfluves,et la limite occidentale de l'affleurement triasique n'a presque pas reculé:* tout semble s'être figé depuis le Quaternaire ancien ou le Néogène supérieur,qui sont vraisemblablement les périodes les plus récentes ayant connu un climat encore assez chaud pour que se réalise la pédogenèse décrite ci-dessus (voir 3ème Partie,p.601).

Quelques remarques sur l'évolution quaternaire.

A partir de la surface fondamentale déformée,l'érosion différentielle a travaillé depuis les vallées principales du Vyrnwy et du Tanat.Elle a mis en valeur les calcaires purs,les grès quartzitiques,les trachytes et les ignimbrites aux dépens du matériel schisto-gréseux de l'Ordovicien et des calcaires sableux du Carbonifère inférieur.Les contrastes topographiques sont d'autant plus marqués qu'on se rapproche de la vallée du Tanat.Vers le Nord,au contraire,dans la zone de partage des eaux entre Ceiriog et Tanat,la surface est bien conservée, quoique fortement basculée vers l'Est (fig.112,coupe 1).

L'incision du réseau hydrographique et l'excavation des roches moins résistantes sont antérieures aux épandages fluvio-glaciaires,car ceux-ci ont été étroitement guidés par les vallées et dépressions préexistantes: ainsi,à l'Est de Llanyblodwell,d'épaisses nappes de galets roulés,provenant de la vallée du Tanat,ont submergé la butte de Blodwell (SJ 260 230) à 180m environ,puis ont été canalisées vers le NE dans une gouttière étroite passant entre la colline de Llynclys et le plateau de Dol Gôch; de part et d'autre,le calcaire carbonifère est nu,sans aucun dépôt allochtone.La pente de ces nappes fluvio-glaciaires est beaucoup plus forte que celle des talwegs actuels,en raison d'un rapport débit/ charge très différent: de la colline de Blodwell à Llynclys (SJ 280 241),elle est de l'ordre de 2° (38‰),alors que celle du Tanat n'est que de 5‰ dans ce secteur.

Les rapports existant entre les dépôts d'origine galloise et ceux de la plaine du Shropshire sont complexes,car les avancées glaciaires étaient décalées dans le temps.Dans la plaine,comme dans les vallées intra-galloises,aucune formation antérieure au Weichsel n'a jusqu'ici été formellement prouvée (Worsley, in C.A.Lewis,1970,p.83-106).

Le démantèlement de la surface fondamentale par érosion différentielle et incision du réseau hydrographique se place donc *entre le Quaternaire ancien et le Weichsel*.Ce sont des conclusions analogues à celles obtenues dans les autres régions galloises.

° ° °

CONCLUSION GENERALE.

A partir de l'étude des différents secteurs,on peut reconstituer les principales étapes de la genèse du relief du NE du Pays-de-Galles:

- Pendant une *longue évolution continentale*,s'est élaborée dans un contexte d'*équilibre morphotectonique entre ablation et surrection et sous des climats chauds, une surface d'altération chimique*.On la reconnaît par des formations superficielles témoignant d'une *pédogenèse hydrolysante à tendance ferrallitique* et par son *modelé de pénéplaine*.

Sur la bordure orientale du Denbighshire,cette surface est assez proche de la topographie pré-triasique,dont elle dérive par regradation (environs de Llangollen et d'Oswestry,en particulier).Vers l'Ouest,il est plus difficile d'évaluer l'épaisseur de la tranche rocheuse qui a disparu,puisqu'on ne sait pas toujours quel était le substrat pré-triasique. On sait seulement qu'elle varie beaucoup d'un secteur à l'autre,en fonction de l'ampleur totale du soulèvement post-triasique: dans le fossé du Vale of Clwyd,le Bunter est conservé.Sur la Clwydian Range qui fut presque certainement recouverte par le Trias (Supra,p.104), non seulement le Mésozoïque a été complètement déblayé mais il est vraisemblable qu'une tranche de Carbonifère a également disparu.Par contre,sur les Denbighshire Moors,le volume de roches enlevées paraît mince,puisque dès le Bunter,le Silurien y affleurait déjà.

Il semble donc que l'équilibre morphologique,partout réalisé,allait de pair avec des *rythmes de soulèvement très différents de part et d'autre de charnières structurales délimitant des blocs*.

- Une activité accélérée de ces charnières a finalement détruit l'équilibre antérieur.*La surface fondamentale fut disloquée* le long de la faille orientale du

Vale of Clwyd et *déformée en flexure* à l'Est de la Clwydian Range et sur la bordure occidentale de la plaine du Cheshire-Shropshire,le long d'une charnière Nord-Sud passant à l'Ouest de Wrexham et d'Oswestry.En outre,des accidents secondaires étaient guidés par le vieux canevas structural calédonien.Les Denbighshire Moors ont été basculés vers le Nord et le NE.

- Ces déformations ont favorisé la création de *plaines de corrosion superficielle ou de poljés* (environs de Llandegla) sur le calcaire carbonifère,à l'aval des versants gréseux ou schisteux (bordure NE des Denbighshire Moors,retombée orientale de la Clwydian Range).Le soulèvement épeirogénique a créé un *modelé de rajeunissement lent:* alvéoles d'altération différentielle sur le Millstone Grit, collines convexes et dépressions à fond plat ou largement concave sur le socle schisto-gréseux silurien.Ce modelé témoigne de la persistance d'une pédogenèse "hydrolysante".

- L'abrasion marine consécutive à une courte transgression est responsable d'un *réaménagement modeste des aplanissements calcaires situés vers 180m.*Une crise climatique provoque une rhexistasie et l'épandage de cailloutis sur les piedmonts.Ensuite,une baisse importante du niveau de base déclenche simultanément:

.L'excavation du Vale of Clwyd et d'autres dépressions dans les roches friables (grès du Bunter) ou fissiles (shales des Coal Measures et du socle silurien, par exemple).

.*L'incision du réseau hydrographique* et la dissection de la Clwydian Range et des plateaux de la région,à partir des grandes artères (Dee,Tanat,Vyrnwy...). Cette phase d'incision a peut-être été interrompue par une nouvelle transgression, moins ample que la première,et par le remplissage momentané du Vale of Clwyd,par un matériel détritique (voir ci-dessus,p.430).

L'essentiel du déblaiement s'est réalisé sous des climats froids.Les formes d'érosion différentielle les plus vigoureuses,telle que la corniche des

Eglwyseg Rocks ont été façonnées en régime périglaciaire.La morphogenèse purement glaciaire est pratiquement inexistante dans cette région; d'importantes accumulations fluvio-glaciaires se sont mises en place au Devensien dans les vallées et dépressions préexistantes.

° ° °

CHAPITRE 3: LES RÉGIONS OÙ LA TECTONIQUE TERTIAIRE CONTRÔLE TOUT LE RELIEF ACTUEL.

Dans les secteurs étudiés au chapitre 2,la tectonique tertiaire joue déjà un rôle essentiel dans la genèse des escarpements majeurs,mais la topographie garde nettement la trace d'un aplanissement fondamental réalisé à la faveur d'un équilibre morphologique,sous des climats de type tropical,pendant une très longue période qui s'est achevée au Néogène.

Il existe,dans le Massif Gallois,quelques régions,plus rares,où l'équilibre morphologique nécessaire à l'élaboration d'un aplanissement très évolué n'a pas existé ou a été rompu assez tôt pour que le relief actuel soit entièrement créé par la tectonique ou par l'érosion différentielle,sans qu'un aplanissement généralisé soit nettement visible dans le paysage.La bordure centre-orientale du Massif Gallois,le secteur du Cader Idris et celui de la Snowdonia ont été choisis pour illustrer ce type d'évolution.

°°°

A) LA BORDURE CENTRE-ORIENTALE DU MASSIF GALLOIS (SHROPSHIRE)(fig.124 p.536).

Au Sud de Shrewsbury,le paysage de plaine doucement ondulée qui caractérise le Shropshire septentrional fait place à une topographie de plus en plus nettement différenciée en dépressions à fond plat ou légèrement vallonné,et en grosses collines à sommets tabulaires ou lourdement convexes,tranchées par des escarpements souvent très raides.

La vallée de la Severn,en amont de Llandrinio,la plaine du Rea Brook à l'WSW de Minsterley,l'étroit couloir de Church Stretton,se relèvent progressivement vers le Sud,depuis la plaine de Shrewsbury,mais leurs altitudes respectives sont variables: 60 à 75m pour la vallée de la Severn,90 à 120m pour la dépression du Rea Brook,120 à 180m pour celle de Church Stretton.Au Sud de cette ville,les altitudes s'abaissent à nouveau et le Quinny Brook va rejoindre la vallée de l'Onny,au Nord de Craven Arms (SO 435 828).

Entre ces dépressions orientées SW-NE ou SSW-NNE,les altitudes culminantes sont également très variables: 365m sur la Breidden Hill,396m sur le Moel y Golfa, 407m sur la Long Mountain,513m sur la Corndon Hill,537m aux Stiperstones,517m sur le Long Mynd (Pole Bank) et 459m sur le Caer Caradoc.

Dans cette région,il serait tout à fait artificiel de privilégier telle ou telle altitude par la fréquence des cotes repérées sur les cartes,car les surfaces culminantes,nulle part,ne peuvent être rattachées à des niveaux d'altitude déterminée.C'est une constatation que l'analyse morphologique doit expliquer.

Au SE de Shrewsbury,le Wrekin,prolongé au NE par la colline plus tabulaire et plus basse de l'Ercall,est visible de très loin,car il se dresse au-dessus de

la plaine de Rushton-Wellington comme une carène renversée,allongée vers le NE. Sur son flanc oriental,le contact topographique est moins brutal et on passe à un plateau vallonné incliné vers le Sud et l'ESE,entaillé par la Severn qui s'enfonce en gorge étroite à Ironbridge (1).

Au Sud de la Severn et à l'ESE du Caer Caradoc,le relief se décompose en dépressions longitudinales (Ape Dale,Hope Dale,Corve Dale) orientées SW-NE et en talus de regard occidental (fig.122,coupe 14).Le plus continu et le plus vigoureux est le Wenlock Edge dont le front massif et rigide est entièrement boisé,avec un commandement de près de 100m et un profil concave.En arrière de l'Hope Dale,le second escarpement est presque aussi raide mais indenté par une série de percées conséquentes drainées par les affluents de la Corve.Un troisième escarpement,moins net, est découpé par une série de rivières rejoignant la Corve vers le NW.

Les collines des Clee Hills,Brown Clee au Nord,Titterstone Clee au Sud, alignées le long d'un axe N-S,culminent toutes vers 500-530m,dominant nettement les régions environnantes (fig.122,coupe 14 et 134,coupes 17 et 18).

Ce relief contrasté traduit une *grande complexité géologique*,où toutes les périodes,du Précambrien au Bunter sont représentées.

La variété pétrographique du matériel est presque aussi poussée qu'à Anglesey,avec cependant une très nette prédominance des roches sédimentaires: grauwackes et subgrauwackes,shales,siltstones ou mudstones sont les principaux faciès. Les roches volcaniques ou intrusives sont moins fréquentes,mais elles jouent un rôle essentiel dans le paysage car elles donnent quelques unes des collines les plus élevées: dolérite de la Corndon Hill,de la Breidden Hill,des Clee Hills,rhyolites

(1)Cette ville doit son nom au premier pont métallique jamais construit au monde, en 1779.

du Wrekin et du Caer Caradoc,andésites du Caer Caradoc...

Sur cette bordure orientale du Massif Gallois,le socle précambrien (sédiments du Longmyndien et roches plutoniques de l'Uriconien) affleure de part et d'autre de l'*"accident" de Church Stretton*,système de trois failles principales de direction SSW-NNE (fig.116 et 117).Cet axe structural majeur,probablement "enraciné" dans le manteau,comme celui des Malverns,fut presque constamment actif jusqu'au Trias au moins.Il eut une influence décisive sur la sédimentation précambrienne et paléozoïque inférieur,en délimitant des blocs nettement différenciés par le rythme de subsidence et en provoquant de fréquentes discordances et lacunes.

Le Silurien repose indifféremment sur l'Ordovicien,le Cambrien ou le Précambrien.Le Vieux Grès Rouge,concordant sur le Ludlow,n'est présent qu'au SE de la région étudiée.L'Avonien supérieur est fortement transgressif sur un soubassement dont l'âge s'échelonne du Cambrien inférieur au Wenlock.Il débute par un conglomérat ou un grès très fossilifère puis passe à un calcaire souvent impur dont la sédimentation fut interrompue par un épanchement de laves basaltiques.On se trouve ici près de la limite occidentale du bassin de sédimentation.

Au Namurien et au Westphalien inférieur,la région fut soumise à une vigoureuse dénudation,interrompue par la sédimentation surtout lacustre ou fluviatile des Coal Measures moyennes et supérieures (bassins houillers de Coalbrook Dale et d'Hanwood).Celles-ci reposent indifféremment sur le Carbonifère inférieur (Little Wenlock),le Dévonien (Clee Hills),le Paléozoïque inférieur ou le Précambrien. A cette époque,le Wrekin ne formait plus de barrière influençant les courants de sédimentation.Par contre,des reliefs résiduels de calcaire carbonifère,peut-être localisés aux environs de la colline de Llanymynech,au Sud d'Oswestry,ont alimenté des écoulements torrentiels charriant d'abondants débris de calcaire,à l'origine des brèches d'Alberburry.Par ailleurs,le Carbonifère est une période d'*insta-*

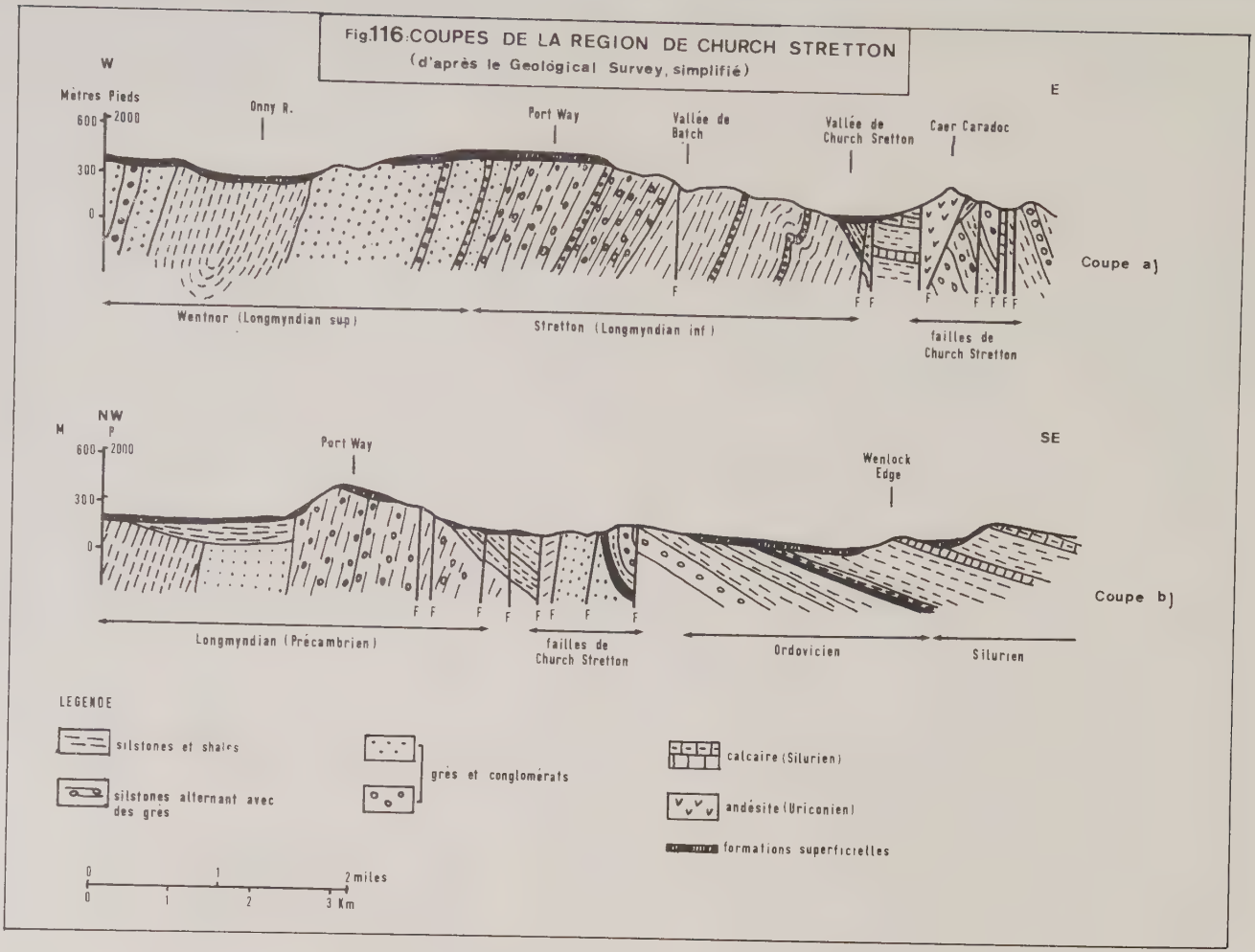


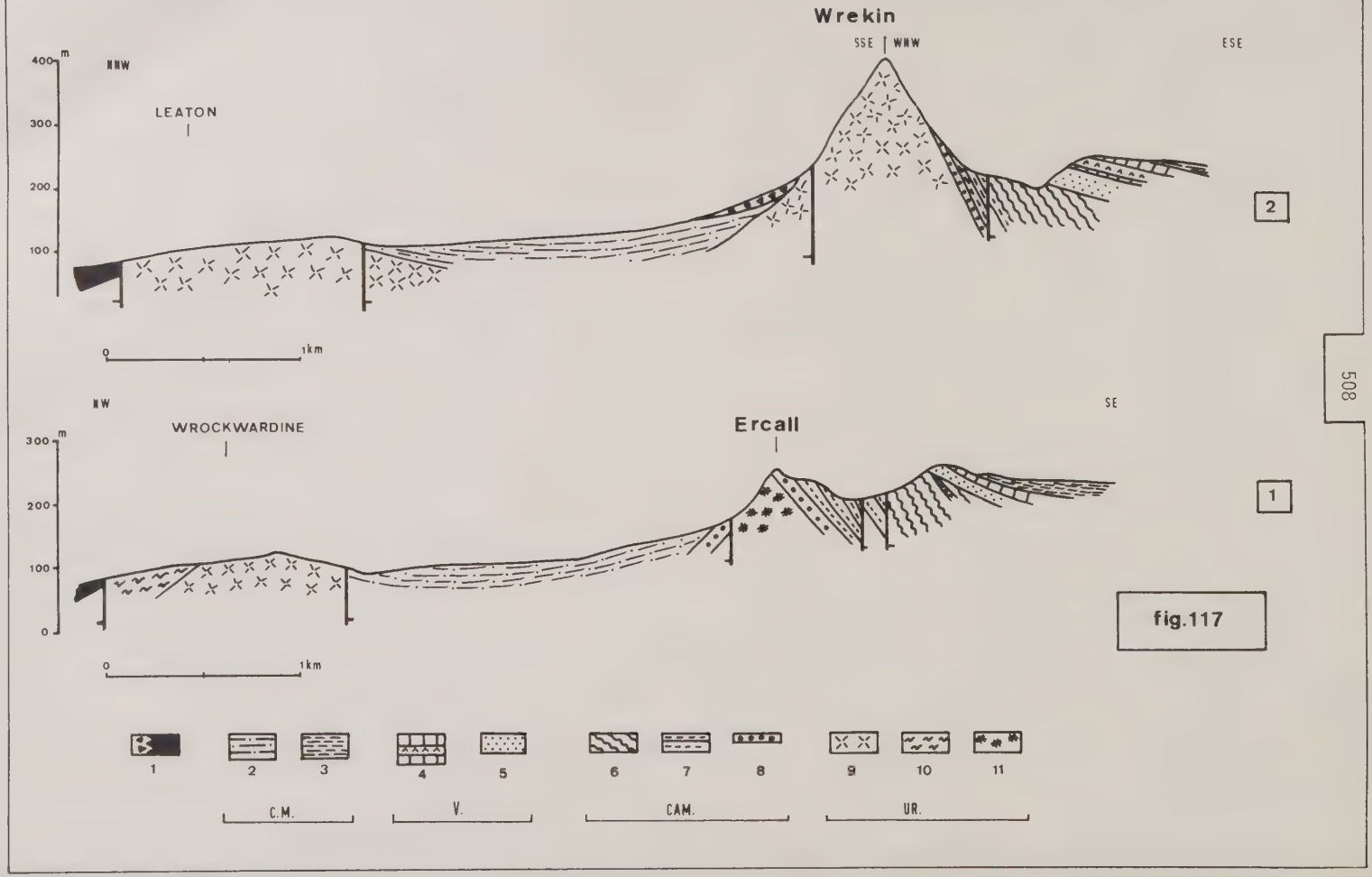
Fig.116 COUPES DE LA REGION DE CHURCH STRETTON
(d'après le Geological Survey, simplifié)
W
E
Mètres Pieds
600 2000
300
0
Onny R.
Port Way
Vallée de Batch
Vallée de Church Stretton
Caer Caradoc
F
Wentnor (Longmyndian sup)
Stretton (Longmyndian inf)
failles de Church Stretton
Coupe a)
M
NW
P
SE
Port Way
Wenlock Edge
Longmyndian (Précambrien)
failles de Church Stretton
Ordovicien
Silurien
Coupe b)
LEGENDE
siltstones et shales
siltstones alternant avec des grès
grès et conglomérats
calcaire (Silurien)
andésite (Uriconien)
formations superficielles
0 1 2 miles
0 1 2 3 Km

bilité tectonique quasi permanente,quoique de faible ampleur: les synclinaux et anticlinaux calédoniens rejouent presque constamment et les bassins de sédimentation sont étroitement confinés.

Le Bunter affleure en deux secteurs distincts séparés par l'affleurement précambrien de Shrewsbury.La dénudation infra-triasique paraît modeste en regard de celle qui a précédé les Coal Measures.Le Bunter recouvre celles-ci en concordance ou avec un angle faible.Cependant,les conditions paléogéographiques se modifient: vers l'Ouest,au Sud d'Oswestry,le bassin de sédimentation triasique est nettement plus étendu que celui du Carbonifère et les courants de sédimentation n'indiquent pas de relief notable à l'emplacement du Pays-de-Galles (voir ci-dessus p. 89).Par contre,le Wrekin forme à nouveau un inselberg: sur son flanc Ouest, les brèches du Lower Mottled Sandstone reposent directement sur les rhyolites précambriennes ou les quartzites cambriens (fig.117,coupe 1).

Dans quelle mesure la surface d'érosion fossilisée par les Coal Measures moyennes ou supérieures joue-t-elle un rôle important dans le relief actuel? Quelles sont les parts respectives de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'origine des dépressions et des escarpements qui les bordent?

Ce sont les principales questions qu'une étude morphologique doit tenter de résoudre.Pour le faire,on dispose de nombreux travaux géologiques souvent très précis et de trois cartes géologiques récentes à 1/25 000 (Church Stretton, Wenlock Edge et Craven Arms).L'analyse morphologique de quelques secteurs clef, Wrekin,environs de Church Stretton,Clee Hills,en particulier,permet de répondre de façon assez précise aux questions posées.L'absence de formations sédimentaires post-triasiques laisse néanmoins subsister quelques incertitudes sur la chronologie des événements ayant abouti au relief actuel.


Wrekin
SSE
WNW
ESE
NNW
LEATON
400
300
200
100
m
0
1km
2
NW
WROCKWARDINE
Ercall
SE
300
200
100
0
m
0
1km
1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
C.M.
V.
CAM.
UR.

508

fig.117

LE SECTEUR DU WREKIN, DE LITTLE WENLOCK ET DE WROCKWARDINE (1).

Au Sud de Wellington, les collines de l'Ercall et du Wrekin délimitent, de part et d'autre d'un axe SW-NE, deux domaines topographiques distincts:

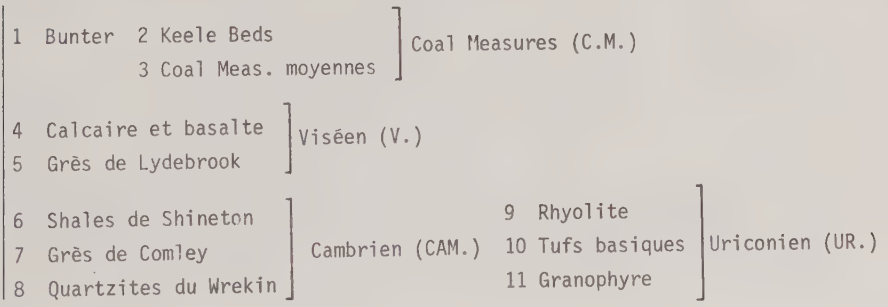
- à l'WNW, c'est une plaine légèrement vallonnée où les points culminants, Overley Hill, Charlton Hill, ne dépassent pas 140m. De modestes ruisseaux la drainent jusqu'à la vallée de la Tern, très évasée. Vers le Sud, le réseau est un peu plus encaissé en direction de la Severn. Les formations fluvio-glaciaires ont largement recouvert cette plaine au Devensien.
- à l'ESE, c'est un bas plateau incliné de 260 à 200m vers l'Est, entaillé par les nombreux affluents de la Severn qui s'encaisse en gorge étroite à Ironbridge.

Ce contraste topographique de part et d'autre du Wrekin correspond à des soubassements géologiques très différents (fig.117, coupe 2).

A l'Ouest, le socle précambrien (Uriconien) et cambrien affleure directement (si l'on fait abstraction des formations quaternaires) ou est fossilisé par une couverture assez mince de Coal Measures (Keele Beds). La faille de Church Stretton met en contact ce vieux socle avec le Bunter ou les Keele Beds. Contre le flanc

(1) Cartes topographiques à 1/25 000: SJ 50,60,61.
Carte géologique à 1/63 360: n°152, Shrewsbury.

Fig.117 : Coupes géologiques du Wrekin-Ercall.



du Wrekin,un lambeau de Bunter,offrant un faciès bréchique de pied d'inselberg, est conservé jusqu'à plus de 210m (fig.117,coupe 2).Il permet de définir le piedmont NW du Wrekin comme *une surface d'érosion très proche de la topographie prétriasique,elle-même dérivée dans ce secteur de la surface infra-westphalienne*.La faille de Church Stretton a dû être active au Bunter car dans le compartiment abaissé,au NW,la sédimentation du Lower Mottled Sandstone s'épaissit rapidement et le faciès devient uniforme.Au contraire,dans le compartiment soulevé,au SE,les brèches plaquées contre le Wrekin prouvent que celui-ci restait soumis à l'érosion météorique.

Sur ce piedmont occidental du Wrekin,du Carbonifère moyen jusqu'à aujourd'hui,la topographie a donc été peu modifiée.Il y a eu *regradation constante d'un aplanissement déjà très évolué au Westphalien*.Cette surface d'érosion tronque des formations extrêmement variées: rhyolites de Leaton-Overley Hill,tufs basiques de Wrockwardine et de Charlton Hill,injectés de dykes de felsite cryptocristalline, andésites de la Charlton Hill,micaschistes de Rushton,quartzites et grès micacés du Cambrien inférieur (Comley Sandstone),grès et shales du Cambrien moyen.Le matériel très résistant (rhyolites,quartzites) ou assez résistant (tufs basiques et andésites) domine très largement,si l'on considère la superficie des affleurements.

Ce sont les mêmes rhyolites,tronquées autour de Leaton à moins de 120m, qui donnent les points culminants du Wrekin (fig.117,coupe 2).Très résistantes sous le marteau,elles se brisent en éclats coupants.La roche est plus ou moins complètement resilicifiée.Celle qui forme le "Needle's Eye",tor situé légèrement en contrebas du sommet principal,est constituée d'une pâte de très petits cristaux de quartz et de feldspaths imbriqués (Pocock et al.,1938,p.21).

La résistance de ce matériel ne peut,seule,expliquer l'existence du Wrekin,pour deux raisons principales:

1) Les mêmes rhyolites ont été aplanies en contrebas,

2) Les rhyolites du Wrekin ont elles-mêmes été aplanies ou fossilisées au Carbonifère supérieur,puisque les siltstones des "Keele Beds" ne témoignent d'aucun relief proche.Le Wrekin est réapparu en tant que colline nettement en relief au-dessus du soubassement,au Bunter.Une exhumation préalable par l'érosion différentielle à la suite d'un *rejeu de l'axe anticlinal* qui avait déjà fonctionné au Précambrien et au Paléozoïque inférieur est l'explication la plus probable.

Le Wrekin actuel est-il la réplique exacte du Wrekin triasique,comme pourrait le suggérer le lambeau bréchique conservé sur son flanc Ouest? L'analyse du flanc opposé montre qu'il n'en est rien (fig.117,coupe 1): le versant oriental,incliné de plus de 20°,recoupe les quartzites de la base du Cambrien plongeant de 50° vers l'Est.Au pied du versant,une dépression a été excavée dans les grès de Comley et les shales de Shineton (Cambrien inférieur et supérieur).Vers l'Est,elle est dominée par un talus,haut d'une soixantaine de mètres,taillé dans les terrains moyennement résistants du Carbonifère inférieur (grès,calcaire,basalte).Sur le revers oriental de cette pseudo-cuesta,là où il affleure,le basalte est généralement altéré en boules ou désagrégé.

Sur ce plateau,les couches sont très nettement tranchées par la surface topographique qui se trouve ici vers 250m d'altitude.Vers le Nord,cette surface se continue à même altitude sur la colline de Maddock's Hill,coïncidant pour l'essentiel avec une intrusion basique où la roche est très altérée,puis sur l'Ercall (fig.117,coupe 1).Cette colline allongée dans le même axe que le Wrekin,culmine à 265m,au niveau des quartzites du Cambrien inférieur plongeant de 35° vers l'ESE. Une vieille carrière située sur le flanc oriental,tout près du sommet (SJ 644 096), permet de voir le passage de la roche en place saine,un quartzite impur,à une roche altérée où la stratification originelle est encore bien reconnaissable,puis à

une argile limoneuse où les principaux minéraux sont des interstratifiés 10-14vet la *kaolinite* (échantillon 71-150).La composition granulométrique de ce matériel (25% des éléments ont moins de 2 microns et 65% ont moins de 50 microns),et la présence de la kaolinite qui ne peut être héritée de la roche mère,suggèrent que cette altération s'est produite sous des climats beaucoup plus chauds que l'actuel.Au-dessus de la zone d'altération isovolumétrique où la stratification est encore visible,le matériel n'est plus en place: sur une pente de 20 à 25°,il a glissé vers le bas.Il n'est donc pas possible d'observer de profil d'altération *in situ*.

Le reste de l'Ercall est formé d'une masse intrusive de granophyre d'âge précambrien.Plusieurs carrières ouvertes sur le flanc NW de la colline exposent une roche complètement broyée,réduite en surface par le réseau de fissures à un matériel peu cohérent exploité à la pelle mécanique pour être utilisé comme gravillon dans les jardins.

La roche saine est constituée de quartz dans lesquels sont imbriqués les feldspaths plagioclases (albite,oligoclase).Le pourcentage de minéraux ferromagnésiens est négligeable (Pocock et al.,1938,p.18).Dans l'une des carrières (SJ 643 098),on voit très nettement l'altération progresser le long des diaclases et le granophyre passer à une argile verdâtre qui se révèle être une illite presque pure (échantillon 71-149).Ce résultat est à rapprocher des travaux de M.Leneuf sur les premiers stades de l'altération d'une grano-diorite,sous climat chaud et assez humide (M.Leneuf,1959).

Les observations précédentes suggèrent une explication simple pour la surface d'aplanissement reconnue à l'ESE du Wrekin et sur les collines de Maddock et de l'Ercall: cette surface se trouve vers 250m,nettement perchée au-dessus du piedmont occidental.Le Bunter a complètement disparu à l'Est de l'axe Wrekin-Ercall et les formations d'altération conservées sur les quartzites cambriens et le granophyre paraissent héritées de climats chauds et assez humides.

Cette surface ne peut être plus ancienne que le piedmont occidental où le Trias est conservé.*Sa position topographique,perchée au-dessus de lui,ne peut résulter que d'une déformation tectonique,le long d'une flexure axée sur le flanc occidental du Wrekin et de l'Ercall* (fig.117,coupes 1 et 2).Cette flexure a joué en sens inverse de celle qui confinait,au Carbonifère inférieur,la sédimentation à l'Est de l'axe Wrekin-Ercall,avant le dépôt des Coal Measures supérieures.

L'interprétation la plus simple des faits est donc de considérer qu'une *même surface d'érosion,élaborée sous des climats chauds et,au moins dans le stade final,assez humides,dérive par regradation de l'aplanissement pré-triasique,lui-même peu différent de la topographie infra-westphalienne.Cette surface fut flexurée le long de l'axe Wrekin-Ercall,créant deux niveaux dénivelés de plus de 100m.* Il en émergeait,à l'emplacement du Wrekin,un relief résiduel.

Sur son flanc oriental,le sommet principal (407m) domine de 150m environ la surface fondamentale qui vient buter contre lui.A l'Ouest,le lambeau de Bunter se relève jusqu'à 210m et,si l'on tient compte que les sommets tabulaires de l'Ercall,vers 250-265m,se situent au niveau de la surface fondamentale,il apparaît que celle-ci a été fortement redressée le long du flanc occidental du Wrekin jusqu'à des altitudes équivalentes.*Avant la flexuration,le Wrekin constituait donc un inselberg dominant de 150m environ son soubassement* (fig.117,coupe 2).

Au Sud du sommet principal,des tors (Raven's Bowl,Bladder Stone,Needle's Eye),taillés dans les mêmes rhyolites que celle du sommet,se situent sur le versant opposé à la direction du flux glaciaire,lors de la glaciation fini-devensienne (voir p.537).

L'*âge de la flexuration* de la surface fondamentale est récent puisque l'escarpement de flexure n'a pratiquement pas reculé: au niveau du Wrekin,la forte résistance des rhyolites a certainement contribué à cette stabilité,mais les

brèches triasiques du versant occidental n'auraient pas résisté à une longue phase d'érosion.C'est pourquoi on ne peut situer ces déformations tectoniques avant le Néogène.

Sur le compartiment soulevé,à l'Est du Wrekin,l'érosion différentielle a excavé les shales cambriens et les grès glauconieux de Comley,aux dépens des quartzites,des calcaires ou des basaltes.En bordure de la Severn,l'érosion régressive a fortement disséqué la surface d'aplanissement.Comme les gorges d'Ironbridge ne datent que du Devensien (voir infra p.539),la dissection ne peut être plus ancienne.

Sur le compartiment occidental,la surface d'aplanissement est très bien conservée.On remarque seulement une légère dépression creusée dans les grès friables du Bunter,à 55-60m d'altitude où la Tern coule dans une vallée très évasée. Au-delà,vers le NW,aux abords de Shrewsbury,on retrouve la surface d'érosion tranchant les sédiments du Longmyndien (shales et subgrauwackes de la série de Wentnor), à 120-150m sur l'Haughmond Hill (fig.118).

°_°

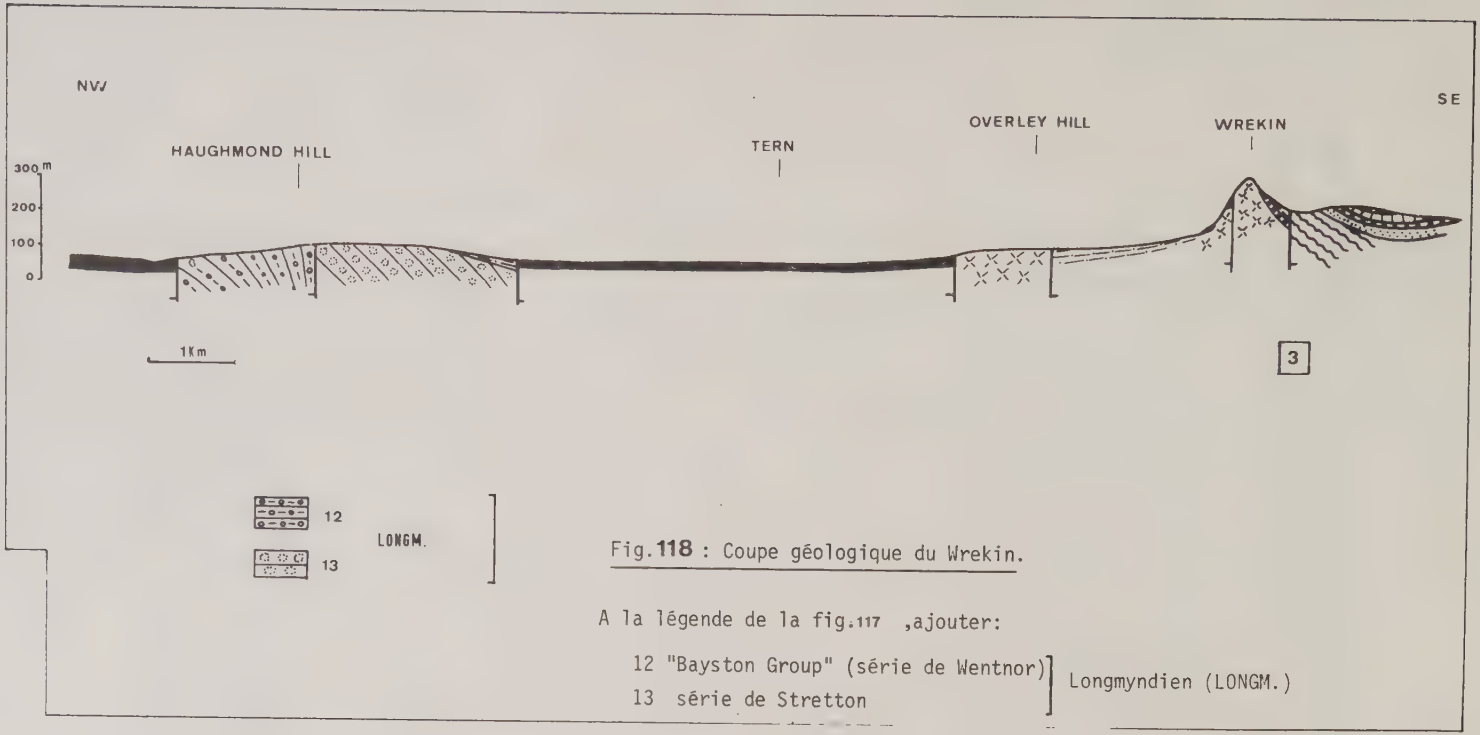


Fig.**118** : Coupe géologique du Wrekin.

A la légende de la fig.117 ,ajouter:

12 "Bayston Group" (série de Wentnor)
13 série de Stretton
] Longmyndien (LONGM.)

LES REGIONS SITUEES AU SUD DE LA SEVERN: STIPERSTONES, LONG MYND, COULOIR DE CHURCH STRETTON, CAER CARADOC, WENLOCK EDGE, CLEE HILLS (1).

Au Sud de Shrewsbury, la même surface d'érosion que celle de l'Haughmond Hill se prolonge en continuité topographique sur les subgrauwackes et conglomérats précambriens (Bayston Group) redressés presqu'à la verticale. Des accidents la disloquent parfois, comme la faille de *Lyth Hill*, responsable au Sud de la colline du même nom d'un *petit escarpement de faille originel* dénivelant d'une cinquantaine de mètres le socle précambrien (SJ 470 069) (fig.119, coupe 4). Son front très raide expose une roche broyée, parfois mylonitisée.

Dans ce secteur, entre Shrewsbury, Stapleton et Great Hanwood, les Coal Measures sont légèrement surcreusées par érosion différentielle mais la surface d'aplanissement fondamentale reste bien reconnaissable.

Au SW, dans la région d'Habberley (SJ 398 036), de Church Pulverbatch (SJ 430 029) et de Pontesford (SJ 410 064), l'élément caractéristique de la topographie, de plus en plus accidentée, est moins la surface d'aplanissement qu'une combinaison d'escarpements. Le problème essentiel est d'apprécier le rôle respectif de la tectonique et de l'érosion différentielle.

L'altitude des points hauts s'élève rapidement du NE au SW, passant de 100m près de Shrewsbury, à 300m de part et d'autre d'Habberley et, parallèlement, l'énergie de relief s'accroît (fig.119, coupe 7). Les affleurements géologiques sont commandés par une *tectonique de failles* dont l'orientation générale SSW-NNE est également celle de la direction des couches du Longmyndien. Les sédiments précambriens plongent

---

(1) Carte géologique à 1/63 360, Shrewsbury, n°152
à 1/25 000, SO 48,49 et 59
Cartes topographiques à 1/63 360, n°118 et 129
à 1/25 000 SJ:30,40,50 60. SO:48,49,58,59

de 60 à 85° vers l'WSW.Les plus résistants sont ceux de l'"Oakswood Group" et du "Bayston Group".Ce sont des subgrauwackes ou des grauwackes de couleur pourpre interstratifiées avec de rares niveaux de conglomérats quartzeux.Elles contiennent de 47 à 60% de fragments de roches anguleux ou subanguleux,de 28 à 35% de grains de quartz anguleux,de 3 à 12% de feldspaths surtout plagioclases (albite-oligoclase).La matrice,formée principalement de minéraux argileux,d'un peu de chlorite et de silice secondaire,n'occupe que de 7 à 12% du total.

Ces subgrauwackes sont des roches à grains assez fins (de 0,21mm à 0,48 mm) et bien classés: l'indice de triage,établi selon la méthode de Trask, est en moyenne de 1,24,avec des extrêmes de 1,17 et 1,33.Ce type de sédiments s'est mis en place dans des plaines deltaïques ou des milieux littoraux peu profonds,ainsi que le confirment les figures de sédimentation ("ripple-marks","mud-cracks",empreintes de gouttes de pluie...).

La texture de la roche (bon classement,forme anguleuse des grains,rareté de la matrice) explique sa *très faible porosité*,de l'ordre de 2% seulement (voir Appendice,tableau n°18).Par ailleurs,la composition minéralogique est peu favo-

Fig.**119** : COUPES GEOLOGIQUES PASSANT ENTRE SHREWSBURY ET LE LONGMYND.

Coal Measures supérieures	1	"Keele Beds"
	2	"Coed yr Allt Group"
Arenig	3	Quartzite des Stiperstones
Cambrien sup.	4	Shineton Shales
Longmyndien	5	"Oakswood Group" (subgrauwackes et conglomérats)
	6	"Bridges Group" (siltstones,grès en dalles)
	7	"Bayston Group" (subgrauwackes)
Uriconien	8	Dolérite
	9	Tufs basiques

rable à l'altération chimique car les fragments de roches qui constituent plus de la moitié de l'ensemble proviennent principalement de roches éruptives acides (rhyolites surtout) et de roches métamorphiques.Le pourcentage de silice varie de 62 à 76% selon les cas (Greig et al.,1968).

Dans le Baystone Group,le pourcentage des minéraux accessoires,oxydes de fer,chlorite,varie beaucoup d'un lieu à l'autre.Les grès de l'Oakswood Group sont particulièrement massifs.

Le "Bridges Group",intermédiaire entre les deux formations précédentes, est constitué principalement de shales ou de mudstones sableux,interstratifiés avec des bancs gréseux peu massifs et très subordonnés.

Au NE d'Habberley,un bloc faillé laisse affleurer du matériel uriconien: dolérite et tufs basiques des collines de Pontesford.La première est très résistante.Les seconds le sont beaucoup moins et,au Sud de l'Earl's Hill,dans une petite carrière abandonnée,ils sont très altérés (SJ 403 039).A l'Ouest de la faille de Pontesford,les "Shineton Shales" du Cambrien supérieur sont des shales ou des mudstones sableux peu résistants.

Les coupes géologiques montrent que les points hauts de la topographie (collines de Pontesford et d'Earl's Hill,Oakwood,Lawn Hill...) coïncident bien avec l'affleurement d'un matériel résistant.Cependant,dans le détail,la lithologie n'explique pas tout.La faille de Pontesford détermine un escarpement topographique conforme qui a reculé plus ou moins selon la nature des roches.Dans le compartiment affaissé tectoniquement,à l'Ouest de l'Earl's Hill,les quartzites du Cambrien inférieur très résistants,ne se trouvent qu'à 180m,sur la Nills Hill (fig.119,coupe 5).Cela montre que la *position topographique des "Shineton Shales", en creux,est due,pour l'essentiel à la tectonique et non à l'érosion différentielle*.Celle-ci a légèrement excavé les shales du Bridges Group,entre les affleure-

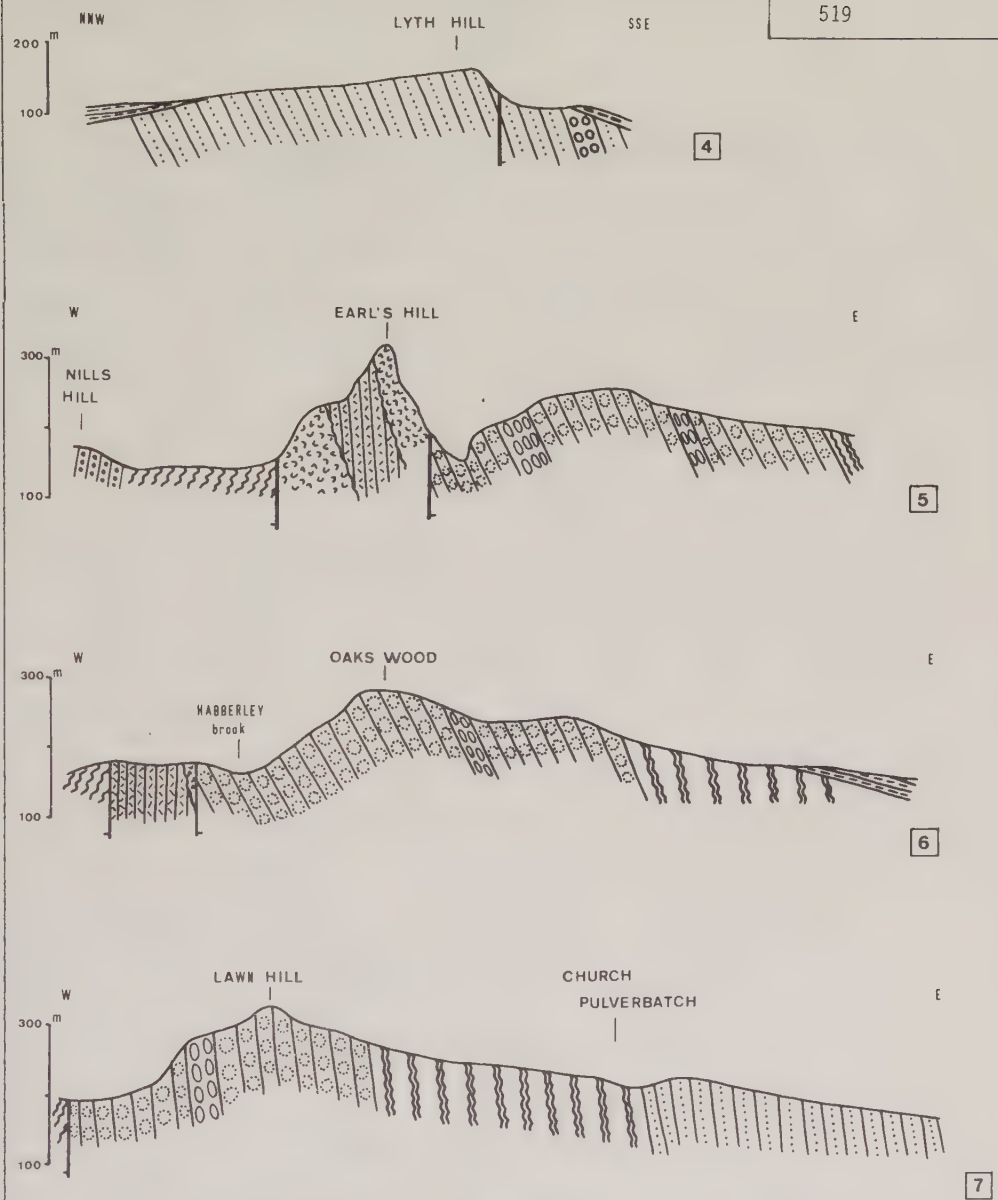


fig. 119

légende p.517

ments gréseux de l'Oakswood Group et du Bayston Group (fig.119,coupe 7).

En partant des environs de Shrewsbury,il est permis,de proche en proche, de rattacher l'aplanissement qui tranche le Longmyndien à la surface fondamentale reconnue plus au Nord.Malheureusement,il ne reste plus aucune formation superficielle corrélative de son élaboration et sa reconstitution reste hypothètique.Il semble néanmoins qu'on la retrouve ici dénivelée et basculée depuis la faille de Pontesford.L'origine de la colline de Pontesford-Earl's Hill,inselberg de la surface fondamentale ou horst disloquant celle-ci,ne peut être précisée: ses contours coïncident exactement avec le tracé des failles mais il n'est pas exclu que les dolérites de l'Uriconien n'aient jamais été aplanies.

Plus au Sud,l'énergie du relief continue à s'accroître.Elle atteint 300m dans la *dépression de Church Stretton* (fig.119 et 120).Celle-ci s'allonge entre le Long Mynd,à l'Ouest,et un alignement discontinu de collines,à l'Est (Ragleth Hill,Hazler Hill,Caer Caradoc,Lawley).Large de 200 à 300m au Sud,près de All Stretton,elle s'élargit considérablement vers le NNE où elle se raccorde progressivement à la plaine de Shrewsbury.Ses flancs sont très différents de part et d'autre:

- *à l'Ouest*,le rebord du Long Mynd,très rectiligne,est à peine échancré par d'étroites vallées,d'allure montagnarde par la pente vertigineuse de leurs versants et la profondeur de leur encaissement.Les plus spectaculaires sont celles de Cardingmill et de Ashes Hollow qui débouchent respectivement à Church Stretton et Little Stretton.

La vigueur de l'escarpement décroît rapidement de Church stretton (200 à 300m de dénivellation avec des pentes de 25° ou plus),à All Stretton où il fait place à un grand versant concave,incliné vers l'ENE (fig.120,coupe 8).

- *à l'Est*,l'énergie du relief est plus modeste.Le Caer Caradoc culmine à 450m

Fig.**120** et **121**: COUPES GEOLOGIQUES DE LA DEPRESSION DE CHURCH STRETTON.

Légende commune:

1 Dolérite des Clee Hills et de Kinlet
2 "Keele Beds"
3 Coal Measures sup. ("Coed yr Allt Group")
4 Coal Measures inf. et moyen.
5 Calcaire carbonifère et basalte interstratifié

6 "Clee Group"
7 "Ditton Series" — Vieux Grès Rouge inférieur
8 "Ledbury Group"

9 "Aymestry Group"
10 Shales Ludlow
11 Calcaire Wenlock — Silurien
12 Shales Wenlock

13 Shales du Llandovery sup.
14 Kenley Grit
15 Siltstones et grès de Cheney Longville
16 Grès de Chatwall
17 "Flags" de Chatwall — Ordovicien
18 Shales de Harnage
19 Grit de Hoar Edge

20 Shales de Shineton
21 Série de Comley — Cambrien
22 Quartzite du Wrekin

Précambrien:

Longmyndien	Uriconien
23 "Bayston-Oakswood Group"	29 Rhyolite
24 "Portway Group"	30 Andésite
25 "Ligtspout Group"	31 Tufs basiques
26 "Synalds Group"	32 Basalte
27 "Burway Group"	33 Tufs rhyolitiques
28 "Stretton Shale Group"	34 Tufs andésitiques

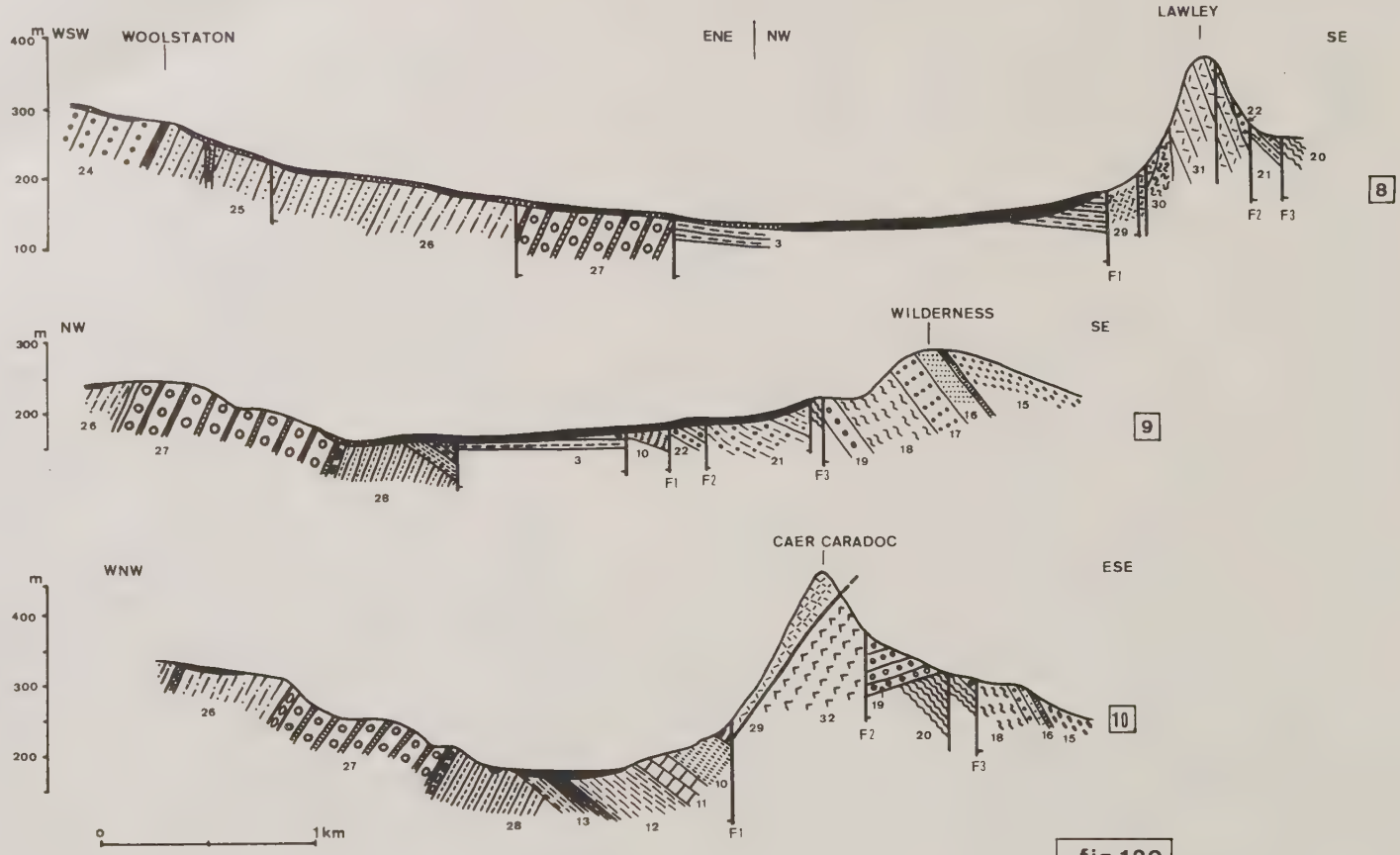


fig.120

légende p.521

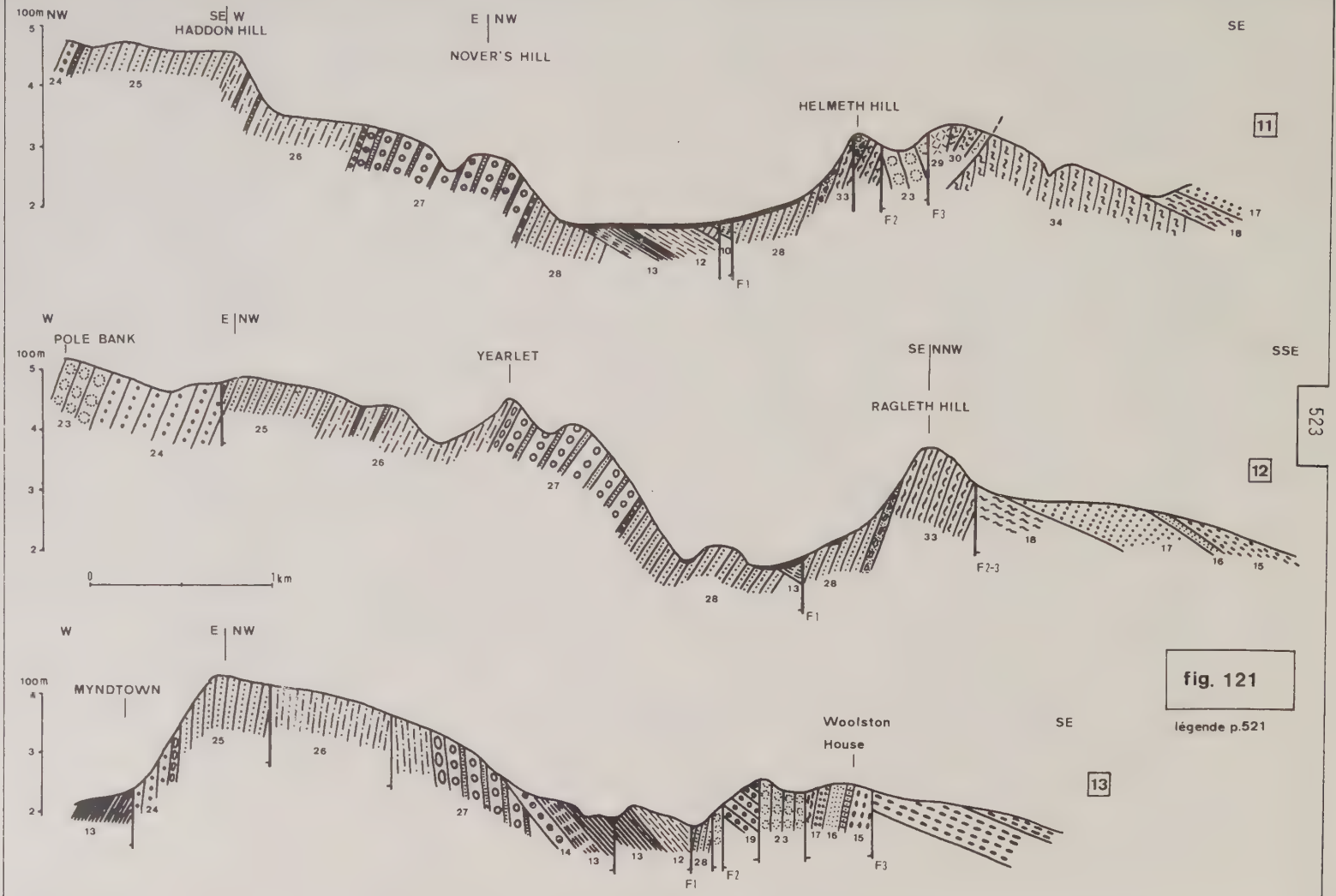


fig. 121

légende p.521

mais ailleurs les altitudes ne dépassent pas 400m.La direction générale du rebord de la dépression est SSW-NNE,légèrement oblique par rapport à celle du bord occidental.

Le pied de l'escarpement occidental se situe près du contact des shales du "Stretton Shale Group"(base du Longmyndien) et des subgrauwackes et siltstones du Burway Group,stratigraphiquement sus-jacents.*L'allure très rectiligne de la direction des couches précambriennes,fortement redressées,explique la rigidité du rebord de la dépression,de ce côté.*

A l'Est,le pied des versants ne coïncide que très localement avec la faille principale de Church Stretton,notée F1 sur les coupes.C'est cependant le cas du flanc occidental du Caer Caradoc,bel exemple d'*escarpement originel n'ayant pratiquement pas reculé* (fig.120,coupe 10).La roche en place est particulièrement résistante: ce sont des rhyolites précambriennes,traversées d'intrusions de dolérite.Ailleurs,l'escarpement de faille a reculé jusqu'à ce qu'il se bloque au niveau d'une roche résistante: tufs basiques du Lawley (coupe 8),grès ordoviciens du Wilderness (coupe 9),tufs rhyolitiques ("Ragleth Tuffs") des collines d'Helmeth et de Ragleth (coupes 11 et 12).

Dans le fond de la dépression,sous les formations glaciaires ou fluvio-glaciaires,le substrat,repéré par sondage ou déduit des données de la géophysique, est constitué de sédiments siluriens,principalement schisteux,reposant en discordance sur le Précambrien.Vers le Nord,apparaissent les Coal Measures supérieures (coupes 8 et 9).A l'Est d'All Stretton,le calcaire Wenlock donne un petit replat au-dessus des shales sus-jacents (coupe 10).

La largeur de la dépression dépend étroitement de la résistance du matériel.Le rôle des failles du complexe de Church Stretton est essentiel puisqu'elles ont mis en contact l'Uriconien de l'axe Ragleth Hill-Lawley avec les sédiments

schisteux du Silurien ou du Longmyndien inférieur; mais,à partir de là,l'érosion a dégagé,dans le compartiment affaissé et en arrière du plan de faille F1,ce qui était peu résistant.C'est pourquoi,la bordure orientale de la dépression de Church Stretton est à la fois rectiligne dans son tracé général,et largement indentée dans le détail.La large percée séparant le Caer Caradoc du Lawley a été creusée par l'érosion sélective dans les shales et grès peu résistants du Cambrien (Comley Series)(fig.120,coupe 9).

D'une façon générale,le rôle de la tectonique est primordial dans l'individualisation des principaux volumes topographiques de cette région.Par exemple, le flanc SW du Long Mynd,au Sud de Medlicott,est un escarpement très raide (plus de 25°) dont la base coïncide exactement avec une ligne de faille (fig.122,coupe 13).Au Sud,celle-ci met en contact les grès et siltstones du "Portway Group" (Longmyndien) avec les shales du Llandovery supérieur.Au Nord,les mêmes sédiments gréseux du "Bayston-Oakswood Group" affleurent au pied et au sommet de l'escarpement.Celui-ci disparaît en même temps que la faille,au Nord de Medlicott.Il s'agit d'une forme de relief originelle,créée directement par la tectonique.*L'escarpement dérive de très près du plan de faille*.Il n'est ni échancré ni même raviné et tranche des couches subverticales.

La surface culminante du Long Mynd reste toujours proche de 450-460m et tronque les séries longmyndiennes.Vers le Nord,sans que le faciès des sédiments précambriens se modifie,le socle longmyndien s'abaisse rapidement.Il se raccorde vers le NNE à la plaine de Shrewsbury et vers le NNW aux collines des environs de Church Pulverbatch que l'on a rattachées à la surface fondamentale repérée de part et d'autre du Wrekin.Sur cette retombée septentrionale flexurant vigoureusement le socle précambrien aplani,*une petite faille W-E,passant au Sud de Woolstaton* (SO 451 984) *a probablement rejoué au Quaternaire récent*,en soulevant légèrement le bloc méridional:

Le plan de faille détermine un talus d'une trentaine de mètres de dénivellation et,de part et d'autre,la rivière du Betchcott Brook a travaillé différemment: en aval ("Betchcott Hollow"),elle a créé une profonde entaille dans la roche en place,remontant un peu en amont du plan de faille.En haut du talus et jusqu'au débouché du "Hawkham Hollow",elle a déposé des alluvions.Le même phénomène s'observe le long du petit ruisseau passant au Cottage Greenway (SO 440 977).Ces modifications dans le travail de ces cours d'eau secondaires,altérant la régularité de leur profil,dans un matériel lithologique homogène,suggèrent un rejeu très récent de la faille,pleistocène supérieur ou même holocène, puisque ces ruisseaux se sont mis en place depuis le retrait des glaces weichseliennes.Cet exemple montre qu'il ne faut pas exclure,*a priori*,le fonctionnement de certaines failles au Quaternaire,dans cette région.On sait que dans les Midlands,la tectonique pleistocène est une réalité non négligeable dont certaines manifestations sont actuelles,si l'on en juge par l'activité sismique (cf.Hains et Horton,1969,p.117-119; Shotton,1965).

A l'Est de l'axe uriconien Caer Caradoc/ Lawley (fig.122,coupe 14) et dans la région située entre Acton Burnell et Much Wenlock (fig.122,coupe 15),la topographie reflète fidèlement la lithologie,dans une disposition monoclinale des couches paléozoïques.Les crêtes correspondent aux grès ordoviciens (conglomérats quartzeux de l'"Hoar Edge Grit" et surtout le "Chatwall Sandstone",grès massif formé de grains subanguleux de quartz avec quelques feldspaths) ou siluriens ("Kenley Grit" du Llandovery inférieur,grès plus ou moins grossier,parfois conglomératique,souvent silicifié) et aux calcaires du Wenlock et du Ludlow ("Aymestry Limestone").Les dépressions monoclinales sont creusées dans les shales et siltstones du Wenlock (Ape Dale),du Ludlow inférieur (Hope Dale) ou du Downtonien inférieur (Corve Dale).

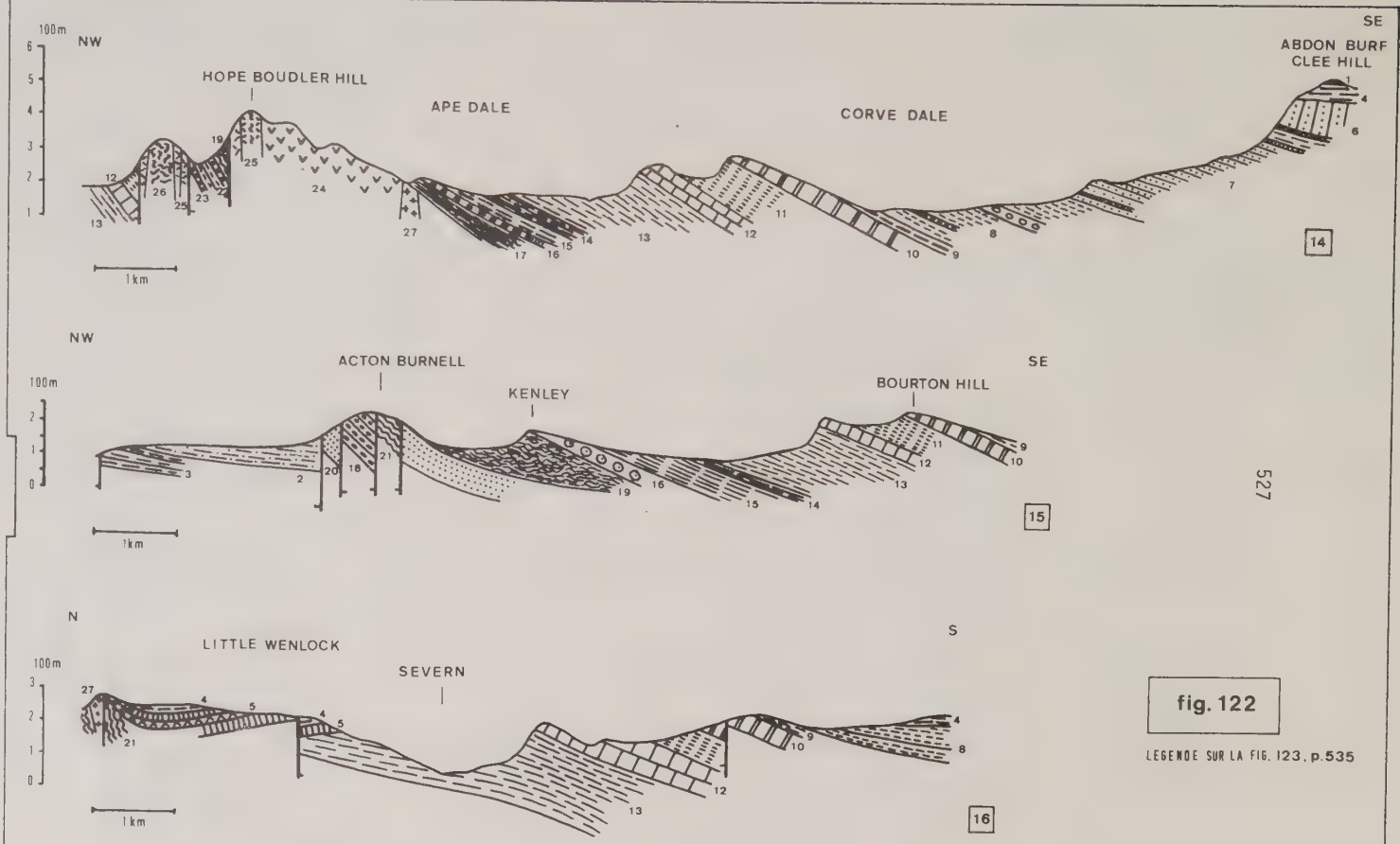


fig. 122

LEGENDE SUR LA FIG. 123, p. 535

Les contrastes lithologiques sont beaucoup mieux exploités au SW qu'au NE: dans la région de Much Wenlock,le Downtonien est à peine excavé (coupe 16). A l'Est de Rusbury,au contraire,le crêt calcaire du Wenlock Edge domine de plus de 100m le plancher de l'Ape Dale (coupe 14).C'est un calcaire de type biomicrite ou biosparite,souvent impur,en bancs minces (10cm environ).Il contient de 5 à 20% de minéraux argileux.On trouve aussi un faciès plus massif, très riche en carbonate de calcium,qui a été intensément exploité.L'une des caractéristiques de ce calcaire Wenlock est qu'il est fréquemment interstratifié avec des lits de mudstones plus ou moins fissiles et parfois légèrement calcaires,épais de 2,5cm environ et contenant au moins 50% de minéraux argileux (Oldershaw et Scoffin,1967).

Les dépressions monoclinales,nettement perchées par rapport à la vallée de la Severn,sont drainées,pour l'essentiel,vers le Sud,en direction de l'Onny et de la cuvette de Ludlow.Ceci s'explique par la date très récente des gorges d'Ironbridge,creusées depuis le Devensien supérieur (voir ci-dessous),dans une zone formant auparavant une ligne de partage des eaux entre la mer d'Irlande et le Canal de Bristol.Ces dépressions monoclinales sont antérieures à la glaciation de la plaine du Cheshire-Shropshire et ont été *creusées tout à fait indépendamment de la Severn.*

Le plancher des dépressions schisteuses se trouve à des altitudes variables: l'Hope Dale est à plus de 200m près de Rusbury; le Corve Dale est à 125m et l'Ape Dale à 150m environ,dans le même secteur (coupe 14),tandis que la dépression de Church Stretton est à 180m au Sud d'All Stretton.L'Ape Dale est plus vigoureusement disséqué par le réseau hydrographique que le Corve Dale dont la topographie est plus molle.Une série de courts vallons étroits et profonds, exactement cataclinaux,relient l'Hope Dale au Corve Dale.Leur encaissement s'accentue du NE vers le SW.Ce fait,*en disharmonie avec l'orientation générale du ré-*

*seau orthoclinal,adapté à une pente topographique initiale inclinée vers le SSW, suggère un bombement récent de l'extrêmité Sud du Wenlock Edge et des dépressions voisines.*Sur le crêt de calcaire ludlovien,l'altitude maximum s'observe d'ailleurs sur la Callow Hill (339m) près de Craven Arms,et non au Nord de son tracé.

Dans ce relief d'érosion différentielle,il est très difficile de retrouver des éléments de la surface fondamentale reconnue au Nord de la Severn,de part et d'autre du Wrekin.Le revers des crêts calcaires ou gréseux tranche les strates légèrement en biseau,mais c'est un argument insuffisant pour les rattacher à une surface d'aplanissement généralisé ,étant donné leur étroitesse et l'absence de formation superficielle ou d'altérites susceptibles de renforcer cette hypothèse (voir 3ème Partie,p.630).

Par contre,plus à l'Est,sur les *Clee Hills* (Brown Clee Hills au Nord, Titterstone Clee Hills au Sud),des sills de dolérite d'âge fini-carbonifère ou permien affleurent au sommet des collines.La roche a été *profondément altérée depuis la surface.*Au sommet du Clee Burf (SO 595 868),à 540m,une petite carrière permet de voir la désagrégation de la dolérite progresser le long des fissures qui dessinent un quadrillage serré.Des boules de roche saine,au cœur des mailles de ce réseau,sont noyées dans un matériel sableux de couleur ocre.Dans certains échantillons,le pourcentage d'argile (éléments de moins de 2 microns) dépasse 20%.

Le même type d'altération est observé sur le sommet principal de la Titterstone Clee Hill,à 533m,dans une vaste carrière abandonnée,proche du radar (SO 592 778) (carière de Titt.).Le front d'altération est très irrégulier.Des masses de roche cohérente subsistent entre des poches de matériel complètement désagrégé.La progression de l'altération dépend étroitement de la densité des fissures. Dans les secteurs intensément diaclasés,le long de plans subverticaux,des chemi-

nées d'altérites se sont formées.Ce type d'altération correspond à une structure de la dolérite en grandes colonnes,bien visibles dans cette même carrière, sous les Coal Measures.Là où l'altération est poussée,de petits noyaux de roche friable ocre-noir,n'ont pas été "digérés" par le processus.La fraction argileuse contenue dans le matériel proche du front d'altération,est presque exclusivement de la *montmorillonite* (échantillon 75-38,analyse aux rayons X,L.A.141).

Sur le sommet annexe de la Titterstone Clee Hill,dénommé Hoar Edge, une grande carrière abandonnée depuis peu (Dhustone Quarry,SO 592 763) expose, à 485m,les horizons profonds d'un *profil d'altération développé non pas sur la dolérite mais sur les grès et shales westphaliens sus-jacents* (Coal Measures moyennes).La roche saine n'est pas visible à la base du profil mais les fragments friables présents à la base correspondent à un grès quartzeux à grain fin contenant quelques biotites et des lamelles de muscovite (échantillon 72-8).

- à la base,sur plus de 2m,on voit un matériel limono-sableux (échantillon 72-9),emballant de petits fragments de grès friable.
- on passe progressivement vers le haut à une formation limono-argileuse (échantillon 72-10) de couleur marbrée où se mêlent également quelques fragments de roche friable.
- au-dessus,le contact est plus franc avec une argile blanche (échantillon 72-11) exempte de fragments rocheux,très compacte.

Pour chaque horizon,la fraction argileuse a été examinée aux rayons X, une analyse chimique globale a été réalisée et la composition granulométrique évaluée au moyen de la pipette Robinson (1).Les résultats sont rassemblés sur le tableau n° 9.

Dans l'horizon le plus profond,la *perte de silice est importante* par rapport à la roche-mère,puisque celle-ci devait en contenir plus de 80%,d'après

(1) Analyses faites au Laboratoire de Minéralogie du C.E.A. et à l'Institut de Géographie de Lille.

TABLEAU N° 9 : ANALYSES DES DIFFERENTS HORIZONS D'UN PROFIL D'ALTERATION SUR GRES WESTPHALIENS (DHUSTONE QUARRY, SO 592 763).

1) ANALYSES CHIMIQUES.

Echantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaC	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	H_2O^-	*Perte au feu*	*Total*
72-11	53,03	27,24	2,75	0,40	0,50	0,68	0,20	1,40	1,26	0,01	0,08	2,70	9,06	99,31
72-10	64,99	16,77	4,88	0,31	0,44	0,71	0,17	1,35	1,00	0,01	0,07	2,98	5,72	99,40
72-9	67,48	14,50	5,90	0,38	0,39	0,70	0,20	1,60	0,92	0,03	0,09	2,17	5,10	99,46
72-8	66,82	14,60	6,54	0,51	0,39	0,72	0,20	1,75	0,89	0,01	0,09	2,28	4,97	99,77

2) ANALYSES AUX RAYONS X.

Echantillon	*Quartz %*	*Kaolinite*	*Illite/Mica*	*Montmorillonite*	*Vermiculite*	*Divers*
72-11	12	T.F.	f.	0	0	Goethite
72-10	26	moyenne (dominante)	f.	f.	0	
72-9	22	dominante	f.	0	0	
72-8	28	dominante	f.à moyen.	0	0	Chlorite

3) Granulométrie (méthode de la pipette de Robinson).

Echantillon	*< 2 µ*	*entre 2 et 20 µ*	*entre 20 et 50 µ*	*plus de 50 µ*
72-11	55%	35%	9%	1%
72-10	30%	40%	19%	11%
72-9	15%	35%	27%	23%

des analyses d'échantillons de ces mêmes grès westphaliens,prélevés dans cette région.L'évacuation incomplète des bases est à mettre en parallèle avec la présence de montmorillonite.Dans l'horizon supérieur,blanchâtre,il y a eu *néoformation massive de kaolinite* qui devient le minéral argileux quasi-exclusif (échantillon 72-11).A ce niveau,la teneur en fer (FeO + Fe2 O3) a diminué par rapport à la zone de départ de l'altération.Les bilans géochimiques établis par F. Lelong,sur des profils ferrallitiques de Guyane ont montré que ce déficit en fer était couramment observé au niveau des "arènes plastiques" sous-jacentes aux horizons B qui n'ont pas été conservés ici (F.Lelong,1967,p.95).

L'analyse morphoscopique de la fraction sableuse des échantillons 72-9, 72-10,72-11 montre une *corrosion de plus en plus poussée des quartz:* dans l'horizon inférieur,ils sont opaques.Au-dessus,leurs contours irréguliers indiquent une dissolution superficielle de la silice,mais les grains restent assez résistants.Par contre,les rares quartz encore présents dans l'horizon blanchâtre à kaolinite,s'écrasent facilement.Ceci diffère des observations de Lelong en Guyane,où les quartz ne semblent pas subir de corrosion notable dans les profils étudiés par cet auteur: ils restent limpides et non usés (F.Lelong,p.87). Il s'agit de quartz de granites ou de grano-diorites,alors que dans les grès westphaliens,les quartz détritiques ont été nourris par diagénèse et comportent de nombreuses inclusions.Cette différence de comportement des quartz a déjà été signalée à propos de la décimentation des orthoquartzites namuriens (voir p.281).

Tout ceci permet d'interpréter la coupe de la carrière de la Dhustone Quarry comme étant la *base d'un profil ferrallitique* comparable à ceux qui ont été étudiés sur roches acides,en milieu tropical humide,à très bon drainage.

Les formations d'altération conservées *in situ*,au sommet des Clee Hills vers 450-530m d'altitude,sont donc corrélatives d'un système morphoclimatique

dont on retrouve d'autres héritages sur la surface d'aplanissement reconnue de part et d'autre du Wrekin.Sur les Clee Hills,elles sont beaucoup plus évoluées qu'ailleurs.

A l'Est,sur la colline de Knowle,vers 230m (SO 695 818),un sill de dolérite,intrusif dans les grès et shales des Coal Measures moyennes (1),présente en surface des formes d'altération comparables (fig.123,coupe 18).La dolérite se découpe en boules puis passe à une arène sableuse dérivée des grès westphaliens où se mêlent des fragments de dolérite désagrégée: l'altération intéresse à la fois les Coal Measures et la dolérite sous-jacente.On n'observe plus que la zone la plus profonde,proche du front d'altération.Les horizons supérieurs ont disparu,contrairement au profil de la Dhustone Quarry.

Le sommet des Clee Hills,le plateau de Little Wenlock et de Broseley, de part et d'autre des gorges d'Ironbridge,la colline de Knowle,se situent tous trois à des niveaux proches de la surface infra-westphalienne,dont dérive la surface d'aplanissement reconnue au Nord de la Severn.*La position culminante des Clee Hills résulte donc d'un bombement déformant la surface fondamentale* (coupes 17 et 18).Contrairement à la région des Brecon Beacons ou à celle de la Clwydian Range,le gauchissement paraît ici assez ancien: les altérites des Clee Hills sont très évoluées et la ferrallitisation a dû se poursuivre après le bombement d'ensemble,dans d'excellentes conditions de drainage,sur ces hauteurs. L'existence de cuirasses ferrugineuses sur les Brown Clee et dans la carrière de Dhustone,sur l'Hoar Edge,est à envisager; mais,dans le premier cas,l'exploitation du charbon a bouleversé la disposition originelle des formations superficielles et,dans le second,il ne reste que des lambeaux de matériel rougeâtre,

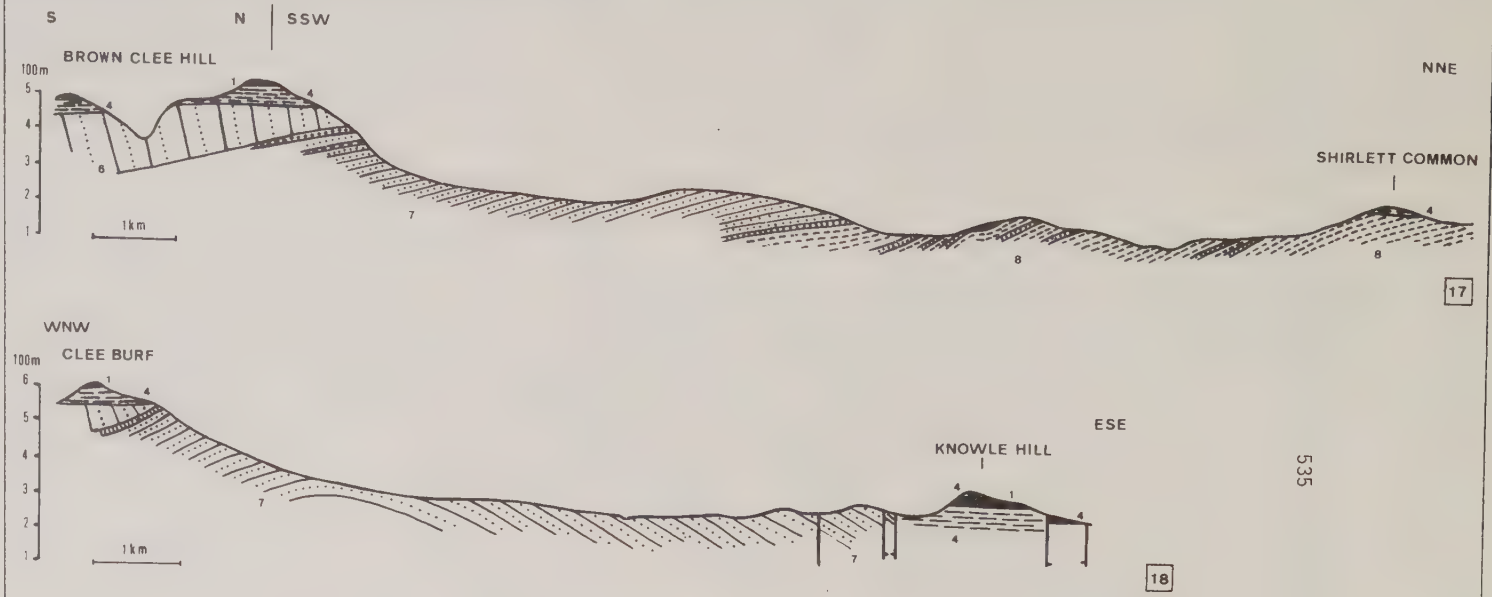
(1) L'origine intrusive,d'abord suggérée par les observations de terrain (Marshall,1942) fut ensuite confirmée par le paléomagnétisme (Everitt,1960).

riche en goethite,difficile à identifier.La présence de cuirasses expliquerait que ces collines aient pu résister à l'érosion régressive et rester nettement perchées au-dessus des crêts calcaires du Wenlock Edge et des andésites et rhyolites uriconiens de l'axe Caer Caradoc/ Lawley (coupe 14).Alignées le long d'un axe Nord-Sud,parallèle à celui des Malverns,les Clee Hills constituent aujourd'hui un remarquable château d'eau d'où divergent de très nombreuses petites rivières (fig.124).

En contrebas,l'évolution très avancée de l'érosion différentielle,de part et d'autre du système de failles de Church Stretton et de Pontesford,l'altitude très variable des affleurements de roches résistantes (fig.122,coupe 14) font penser que dans toute cette région,*au Sud de la Severn,l'instabilité tectonique a différencié depuis fort longtemps des blocs évoluant indépendamment les uns des autres,et a empêché la réalisation d'un aplanissement généralisé,du moins au Néogène*.On ne peut dater avec précision le début des déformations tectoniques et des jeux de blocs,à l'origine du relief actuel; ils ont pu commencer à fonctionner assez tôt,après le Trias,et se poursuivre presque sans interruption jusqu'au Pleistocène.

Des Clee Hills à la dépression de Church Stretton,le relief résulte du travail de l'érosion différentielle aux dépens d'une topographie constamment modifiée par le jeu de failles,compliqué de gauchissements à grand ou moyen rayon de courbure.Au Nord de la Severn,au contraire,un équilibre morphogénétique s'est créé,au moins depuis le Trias,et la surface fondamentale,dérivée de l'aplanissement infra-westphalien,s'est conservée en évoluant par simple regradation.

°°°



Légende commune aux fig.**122** et **123**:

Des numéros 1 à 8, voir la légende des fig.120 et 121

9 Shales du Ludlow sup.	SILURIEN	14 Shales de Hughley	ORDOVICIEN
10 Calcaire Aymestry		15 "Pentamerus Beds"	
11 Shales du Ludlow inf.		16 Grit de Kenley	
12 Calcaire Wenlock		17 "Flags" de Cheney-Longville	
13 Shales Wenlock		18 Grès de Chatwall	
		19 "Harnage Beds"	
21 Shales de Shineton	CAMBRIEN	20 Grit de l'Hoar Edge	
22 Série de Comley			
23 Quartzite du Wrekin			

URICONIEN: 24, andésites 25, rhyolites et tufs 26, dolérite 27, campanite

fig.123

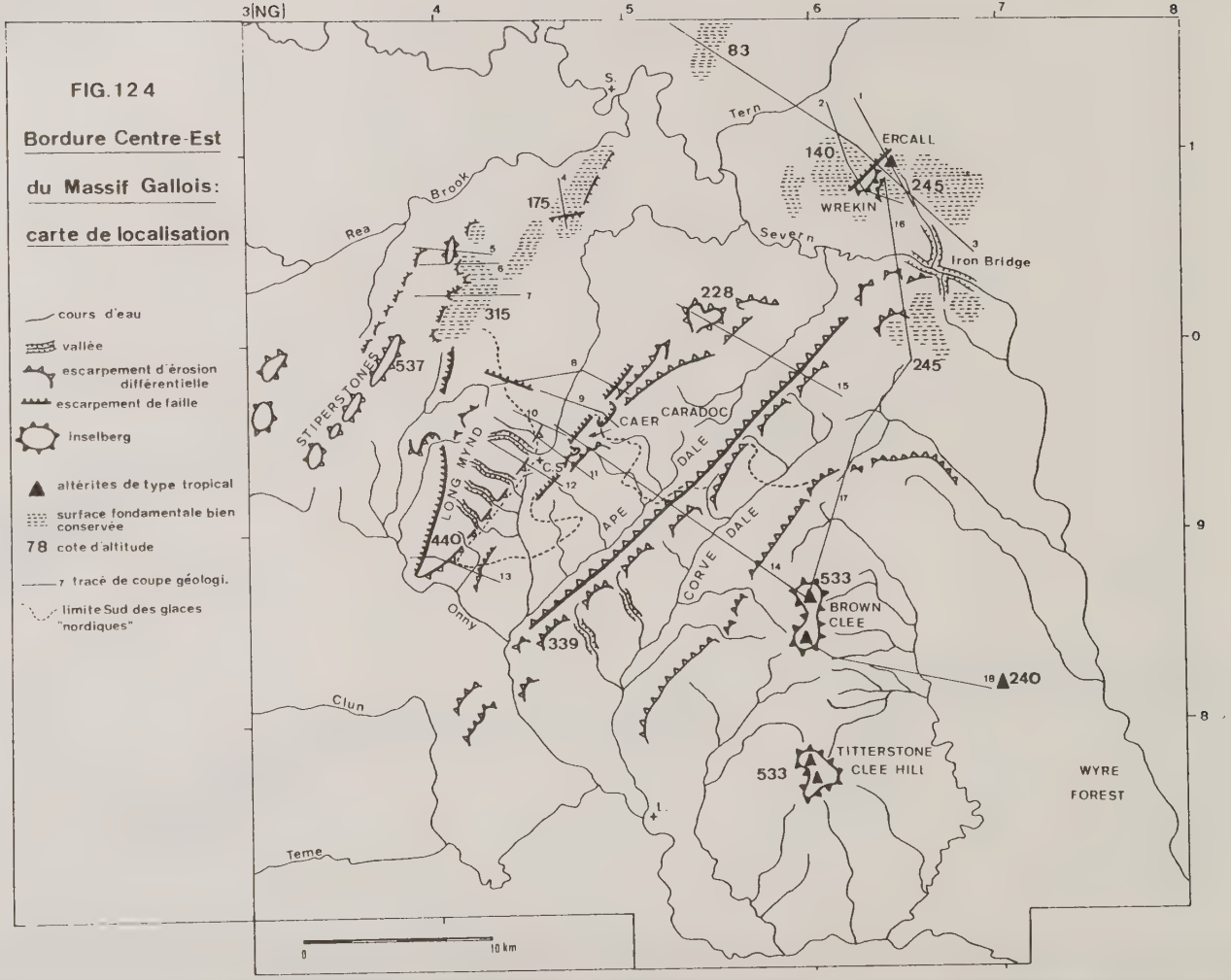


FIG. 12 4
Bordure Centre-Est
du Massif Gallois:
carte de localisation
cours d'eau
vallée
escarpement d'érosion différentielle
escarpement de faille
inselberg
altérites de type tropical
surface fondamentale bien conservée
78 cote d'altitude
7 tracé de coupe géologi.
limite Sud des glaces "nordiques"
3(NG)
4
5
6
7
8
1
0
9
8
83
Tern
Brook
Rea
Severn
ERCALL
140
WREKIN
245
175
Iron Bridge
315
228
537
STIPERSTONES
CARADOC
CAER
LONG MYND
DALE
APE
CORVE DALE
440
533
BROWN CLEE
339
240
Onny
Clun
TITTERSTONE CLEE HILL
533
WYRE FOREST
Teme
0
10 km

L'HERITAGE QUATERNAIRE: MODELE PERIGLACIAIRE ET ACCUMULATIONS GLACIAIRE OU FLUVIO-GLACIAIRE.

Cette région se situe au Sud du complexe morainique de Whitchurch-Ellesmere qui sépare la plaine du Cheshire-Shropshire en deux unités morphologiques. Au Nord,les formes d'accumulation glaciaire sont plus fraîches qu'au Sud,où les dépôts glaciaires ont été largement remaniés par les eaux de fonte,dans une zone de glaces stagnantes:"kettle-holes",kames,eskers sont caractéristiques de ce modelé.L'avancée maximum des glaces vers le Sud passait au Nord du Long Mynd et des plateaux et collines formant le soubassement des Clee Hills.

D'après les données actuellement rassemblées sur cette région,tous les dépôts quaternaires connus appartiendraient à *une seule phase glaciaire,devensienne* (cf.Worsley,in C.Lewis,1970,chap.IV; Shotton,1977).Au Devensien inférieur et moyen,d'épais dépôts alluviaux se sont mis en place au pied du flanc Ouest des Pennines,dans un environnement périglaciaire à permafrost,assez comparable au delta du Mackenzie,au Canada (Legget et col.,1966): ce sont les sables de Chelford.

Contemporain d'une amélioration climatique,un horizon organique,avec troncs d'arbres en position de croissance (*picea* et *pinus* essentiellement) est intercalé dans ces sables.Il a été daté,par la méthode du C14,de 60 800 BP.Il correspondrait à l'interstade danois de Brørup,mais on est là à la limite d'utilisation de la méthode du C14.

Cette longue *période de permafrost,*interrompue momentanément par l'interstade d'Upton Warren (entre 30 000 et 43 000 BP),fut suivie au *Devensien supérieur par l'extension de calottes,de nappes ou de langues glaciaires* alimen-

tées surtout par les montagnes écossaises et secondairement par le Massif Gallois.Deux avancées glaciaires principales sont reconnues dans la plaine du Cheshire-Shropshire.La première,seule,intéresse directement la région de Shrewsbury et de Church stretton,puisque la deuxième ne s'est pas étendue au-delà du complexe morainique de Whitchurch.

Le cadre climatique étant ainsi très sommairement présenté,il faut rappeler les caractéristiques de la région étudiée:

1°) Comme la bordure NE du Pays-de-Galles,elle se situait,au Devensien supérieur, au contact de la nappe de glaces d'origine septentrionale qui occupait la plaine des Midlands occidentales,et des langues glaciaires débouchant des grandes vallées galloises: Tanat,Vyrnwy,Severn,Wye.La description détaillée des dépôts,telle qu'elle est présentée dans les Mémoires du Geological Survey,montre l'interpénétration des "drifts" d'origine septentrionale et galloise,dans le secteur de Church Pulverbatch et de Woolstaton.Au NW de Shrewsbury,par contre,et dans la région de Great Hanwood,à l'WSW de cette ville,tout le matériel allochtone provient de l'Ouest.A l'Est et SE de Shrewsbury,l'origine nordique est exclusive pour les erratiques: granites d'Ecosse ou du District des Lacs sont les faciès dominants.

2°) Lors de l'avancée méridionale maximale des glaces,le "front"glaciaire était en réalité une *zone de glaces stagnantes* où des lentilles de glace morte coexistaient avec des affleurements de roche nue et où les eaux de fonte remaniaient çà et là le matériel glaciaire au fur et à mesure du retrait des glaces.En outre,comme les glaces du Cheshire-Shropshire bloquaient l'issue normale des rivières galloises,au Nord d'une ligne passant au Sud et SE de Shrewsbury,des lacs de barrage glaciaire se formaient dans plusieurs vallées,comme celle du Rea Brook ou de l'Onny oriental (Pocock et al.,1938,p.192 et 197).

L'importante zone de partage des eaux séparant,avant le Devensien,le drainage de la mer d'Irlande de celui du Canal de Bristol,passait au Sud du Wrekin et joignait le Long Mynd et le Wenlock Edge aux Pennines.Son recouvrement par les glaces,au Devensien supérieur,est à l'origine du détournement de la Severn vers le SE et du creusement de la gorge d'Ironbridge,amorcé dans l'axe d'un col,seule issue vers le SE des eaux de fonte proglaciaires.La genèse de cette gorge,ainsi que les modifications simultanées de drainage ont été décrites en détail par Wills (Wills,1924 et 1938).Il est remarquable que la vallée de la Severn,entre Welshpool et Bridgnorth,a été creusée et modelée en moins de 20 000 ans.Un système de terrasses emboîtées y a été reconnue et mis en relation avec les étapes du retrait des glaces vers le Nord et l'abaissement saccadé des niveaux lacustres.

3°) Dans l'espace,la répartition,l'épaisseur et le faciès des formations devensiennes sont *étroitement tributaires du relief pré-glaciaire*.Les vastes dépressions excavées dans les Coal Measures ou le Bunter,au SE et à l'Est de Shrewsbury,ont été envahies par d'épaisses nappes argilo-sableuses plus ou moins riches en cailloux.A l'WNW du Wrekin,les glaces étaient suffisamment mobiles pour tailler des stries ou des cannelures dans le substrat uriconien: on peut voir un bel exemple de surface cannelée au sommet du front de la carrière de Leaton (SJ 616 115),sur des rhyolites précambriennes.Les cannelures,orientées Nord-Sud,ont 30 à 35cm de large.Au-dessus de la roche striée et cannelée,trois formations nettement distinctes sont superposées:

- à la base,1,20m environ de sables blancs ou rouges,avec de rares petits cailloutis roulés,présentent une stratification subhorizontale,légèrement perturbée par des figures de cryoturbation.
- au-dessus,80cm de sables rouges emballant de nombreux galets et cailloutis

roulés,souvent striés,ne présentent aucune stratification nette.Des erratiques d'origine nordique sont repérés.

-au sommet,1m à 1,20m de sables jaunes où se mêlent de petits cailloutis roulés, offrent une stratification oblique,soulignée par des lits de gravillons.Une grande fente en coin,partant de la surface,s'enfonce dans les sables rouges à galets jusqu'à 1,40m de profondeur.

L'action des eaux courantes dans la mise en place des horizons inférieur et supérieur est évidente.La grande fente en coin prouve,qu'après la sédimentation des sables jaunes supérieurs,la région a subi des climats froids et secs,permettant l'établissement d'un permafrost.Cela concorde avec ce que l'on sait par ailleurs,puisqu'une deuxième avancée glaciaire a intéressé la plaine du Cheshire,plus au Nord (voir 3ème Partie,p.681).

Le Wrekin,malgré ses 407m d'altitude a été entièrement recouvert par les glaces,lors de leur avancée maximale,car on trouve sur son sommet des erratiques d'origine écossaise (Pocock et al.1938,p.185).Cela s'explique par l'isolement de cette colline,allongée perpendiculairement à l'écoulement glaciaire, qu'elle a dévié vers le SW.A l'Est du Wrekin,le plateau de Little Wenlock ne porte que de minces placages de "drift".

Au Sud de la colline de Pontesford,les surfaces gréseuses culminant entre 300 et 400m,de Lawn Hill à Cothercott Hill,sont presque totalement exemptes de drift glaciaire,sauf dans les creux où se mêlent des erratiques gallois et nordiques.On se trouvait là dans une zone marginale par rapport aux flux glaciaires.

A l'extrêmité Nord du Long Mynd,des placages de matériel très caillouteux ont été interprétés comme morainiques,sur la carte du Geological Survey.Ils atteignent près de 300m d'altitude,près de Woolstaton.L'absence de formes morai-

niques nettes s'explique par la nature de cette marge glaciaire.La dépression de Church Stretton canalisait les glaces venues du Nord.Sur son flanc NW,des chenaux d'eaux de fonte,à fond plat et bords raides,orientés parallèlement à l'écoulement glaciaire ont découpé les versants,lorsque les glaces devaient atteindre 330m au moins dans ce secteur (Greig et al.,1968,p.298).

Dans la dépression même de Church Stretton,l'érosion glaciaire a été inégale d'un point à l'autre: près de Little Stretton,elle a creusé un ombilic fermé au Sud par un seuil rocheux (Greig et al.,1968,fig.27,p.315).Un autre seuil moins important existe entre All Stretton et Church Stretton.Le plancher actuel de la dépression résulte de l'accumulation d'un matériel argilo-caillouteux,épais au maximum de 45 à 50m,qui masque les irrégularités du substrat rocheux.Le faciès indique un remblaiement périodique par les eaux de fonte,dans une marge glaciaire fluctuante.Les glaces descendues des vallées de l'Onny et du Clun,s'étalaient vers le NE,dans l'Ape Dale,jusqu'à Rusbury,mais elles n'ont pas débordé dans le Corve Dale,ni dans le couloir de Church Stretton envahi par le Nord.

4°) D'importants volumes topographiques *n'ont jamais été recouverts de glaces et ont donc évolué en régime périglaciaire,depuis le début du Devensien au moins.* Ce sont entre autres,les Stiperstones,le Long Mynd (1),le Caer Caradoc et le Lawley,le Wenlock Edge au Sud de Rushbury,la dépression de Corve Dale et les alentours des Clee Hills.

La crête des Stiperstones,qui coïncide avec une barre de quartzites ordoviciens,offre un modelé de chicots rocheux acérés,émergeant d'éboulis massifs et anguleux,entassés à leur pied.Le paysage n'est pas sans rappeler le Roc'h Trévezel,dans les Monts d'Arrée.

Sur le Long Mynd,les formes sommitales sont beaucoup plus lourdes.Les subgrauwackes et grauwackes précambriennes portent une pierraille de gélifrac-

(1) De rares blocs erratiques ont été signalés autrefois au sommet du Long Mynd (Cobbold,1900),mais leur caractère exceptionnel suggère plutôt un apport humain.

tion,à matrice sablo-limoneuse.Les épaisseurs maximum s'observent sur les zones culminantes: près de la Wildmoor Pool (SO 425 965),une excavation exploite plus de 2m de pierraille anguleuse.Sur les grands versants tombant sur la dépression de Church Stretton,le tapis de gélifracts est généralement très mince ou même inexistant.Les profondes vallées qui les entaillent ont des versants de 30 à 35°, rectilignes en aval d'une courte convexité sommitale.Les versants Sud,couverts d'une mince pellicule de débris portant une lande rase,s'opposent aux versants Nord où la roche affleure souvent à nu,en petites corniches.Cette dissymétrie, indépendante de la structure,est attribuée à une différentiation des processus d'érosion,en milieu périglaciaire (Greig,1968,p.298).

Le front des crêts de calcaire silurien (Wenlock et Ludlow) est entaillé de courts vallons de solifluxion.A leur tête,le profil est en berceau; en aval,il s'évase en V.La pente longitudinale est rectiligne,inclinée de 13 à 14°. Les versants et le fond sont tapissés des débris de la gélifraction du calcaire.

Les dolérites et les grès westphaliens des Clee Hills ont donné de gros éboulis très volumineux et massifs qui se sont éparpillés sur les versants.En contrebas,une formation rougeâtre,riche en argile et en limons,emballant des blocs et fragments de dolérite et de grès,moule les affleurements de Vieux Grès Rouge.

°_°

Les influences quaternaires sur le modelé sont,au total,plus importantes ici que dans d'autres régions galloises où des modelés corrélatifs d'une très longue période d'équilibre morphogénétique ont été bien conservés sur les interfluves.

Au Nord des Stiperstones et du Long Mynd et au NW du Wrekin,bien que l'ablation post-triasique n'ait intéressé qu'une mince tranche rocheuse,le relief ne porte plus la marque des modelés prê-quaternaires en raison du passage des glaces devensiennes et des accumulations qui lui furent associées.

Le détournement de la Severn a déclenché,dans une ancienne zone de partage des eaux,l'incision de nouvelles artères hydrographiques.

Plus au Sud,le fonctionnement répété des failles et des flexures a individualisé,très tôt,des blocs étroits sur lesquels l'empreinte des systèmes morphoclimatiques successifs était aisément effacée.Les paléosols des Clee Hills ont été conservés exceptionnellement grâce à leur éloignement des principales rivières.Dans ce secteur,il ne reste pas de témoignages d'un aplanissement généralisé car,même si une telle surface a effectivement existé dans la région,elle fut déformée et disloquée depuis assez longtemps pour que l'érosion différentielle ait eu le temps de la démanteler.

°.°

B) LE NW DU MASSIF GALLOIS ENTRE LE DÉTROIT DE MENAI ET LA "FAILLE" DE BALA: DE LA SNOWDONIA AU CADER IDRIS (voir fig.125,p.547 fig.125 bis et ter,p.549bis fig.126 hors-texte).

1) UN COMPARTIMENTAGE STRUCTURAL.

Cette région présente les paysages montagnards les plus pittoresques du Pays-de-Galles.Vallées en auge,cirques,roches moutonnées et lacs témoignent de l'action des glaces.L'énergie du relief est plus importante qu'ailleurs et quelques uns des plus hauts sommets s'élèvent à proximité de la mer: le front NW de la Snowdonia,culminant à 1085m au Snowdon,ne se trouve qu'à une dizaine de kilomètres du détroit de Menai.Le Pen y Gader offre du haut de ses 892m,un panorama d'autant plus grandiose que l'estuaire du Mawddach n'est qu'à 6km et la baie de Barmouth à 10km à vol d'oiseau.

Un des traits déjà soulignés dans la présentation topographique du Massif Gallois est le *compartimentage* de cette région par de profondes dépressions orientées Nord-Sud (dépression de Trawsfynydd) ou,plus souvent,SW-NE: c'est la direction du détroit de Menai,de la côte NW de la péninsule de Lleyn,dans le prolongement exact du front de la Snowdonia.C'est aussi celle du couloir de Bala et des grands estuaires (Vale of Ffestiniog,Mawddach,vallée de Tal y Llyn,Dyfi).

Dans cet ensemble,la péninsule de Lleyn se distingue par son relief beaucoup plus aéré où de grosses collines isolées,à allure d'inselbergs,surmontent un bas plateau vallonné.Ailleurs,la massivité est plus marquée,rendant difficile la pénétration de certains secteurs,comme le dôme de Harlech.La Snowdonia est quadrillée par un réseau de vallées qu'empruntent les routes et où s'agglutinent les touristes et amateurs de varappe,mais à l'intérieur des mailles de

ce réseau,de vastes étendues sont vides d'hommes,comme par exemple autour du Carnedd Llywelyn.

La géologie de cette région n'est encore qu'imparfaitement connue.On dispose d'une carte géologique à 1/25 000 couvrant le centre et le Sud du massif du Snowdon (Snowdonia,*sensu stricto*),basée sur des travaux déjà anciens mais remarquables.Par contre,pour le reste,il faut se reporter aux monographies parues dans le "Quarterly Journal of the Geological Society",illustrées le plus souvent de cartes détaillées en couleur.Grâce à ces travaux,on possède une connaissance précise de certains secteurs,mais d'autres restent mal connus,par exemple la Snowdonia au Nord du Nant Francon.

Si l'on excepte une étroite bande de Carbonifère le long du détroit de Menai,seuls le Précambrien et le Paléozoïque inférieur affleurent dans cette région.La tectonique calédonienne superpose une structure assez simple en dômes et cuvettes,et des accidents combinant mouvements verticaux et longitudinaux.Le passage du Cambrien à l'Ordovicien se fait presque partout par une discontinuité stratigraphique majeure,parfois utilisée comme plan de glissement lors des contraintes tectoniques ultérieures.

Coincé entre le socle précambrien d'Anglesey et le bloc de la Snowdonia, l'Arvon (1) fut soumis,à la fin du Silurien,à une importante compression latérale génératrice d'un intense clivage dans les roches à grains fins (2),mais les failles chevauchantes imaginées par Greenly (1944) ne semblent pas exister (D. Wood,1969).Le style tectonique était celui d'un "*block-faulting*" en relation a-

(1) "Arvon" désigne la région située entre le détroit de Menai et les montagnes de Snowdonia.Le nom vient de "Ar"="en face de" et de "Von"="Môn",nom d'Anglesey,en Gallois.

(2) Les ardoises de la "Cambrian Slate Belt" de l'Arvon ont subi une réorientation et une déformation des grains,plutôt qu'une véritable recristallisation.On remarque seulement d'abondants cristaux de néoformation de tourmaline et de pyrite.

vec des mouvements verticaux dans le manteau supérieur (N.Rast,in A.Wood,1969, p.330).

L'ampleur et le style de la *tectonique post-calédonienne*,en particulier tertiaire (1),ne peuvent être *directement* appréciés,faute de repères stratigraphiques.Par contre,les données morphologiques permettent de les mettre en évidence.En outre,depuis une dizaine d'années,le contexte structural de cette région est beaucoup mieux connu grâce aux *nombreux travaux effectués en mer d'Irlande, en Baie de Cardigan et dans le Canal St George* (Curry et al.,1970; Delany et al., 1970,part 2 et 3; Wright et al.,1971; Woodland,1971; Dobson et al.,1973; Penn et Evans,1976).Ils utilisent les diverses techniques de géophysique (anomalies de Bouguer,anomalies magnétiques,réfraction sismique,profils de réflexion sismique), mais aussi les résultats de sondages de plus en plus nombreux,en mer ou sur la côte.Plus particulièrement,le *sondage profond de Llanbedr*,déjà évoqué à propos du Mésozoïque (voir p.145) est d'une *importance considérable pour l'interprétation du relief du Pays-de-Galles septentrional*.

Les principales acquisitions des recherches récentes sont résumées ci-dessous:

1°)*Le Sud de la mer d'Irlande est caractérisé par un compartimentage en bassins sédimentaires et en plates-formes* où le socle pré-carbonifère est à nu ou faiblement recouvert de sédiments plus récents (fig.125).L'orientation générale des failles et flexures responsables de ce compartimentage est calédonienne,avec une dominante SW-NE,mais des accidents N-S ou NNW-SSE existent également.

L'île d'Anglesey se prolonge vers l'Ouest et le SW par la "Plate-forme de Holy Island" (n°4 de la carte,fig.125) où le socle précambrien ou paléozoïque

---

(1) Les effets de l'orogenèse hercynienne paraissent avoir été peu importants dans cette région.

1 Bassin mésozoïque du "Kish Bank"
2 Bassin de la mer d'Irlande centrale
3 Bassin de la Baie de Caernarvon
4 Plate-forme de Holy Island
5 "Cordillère" de la mer d'Irlande
6 Dôme de St Tudwals
7 Bassin de la Baie de Cardigan
8 Baie de Tremadoc
9 Canal St George

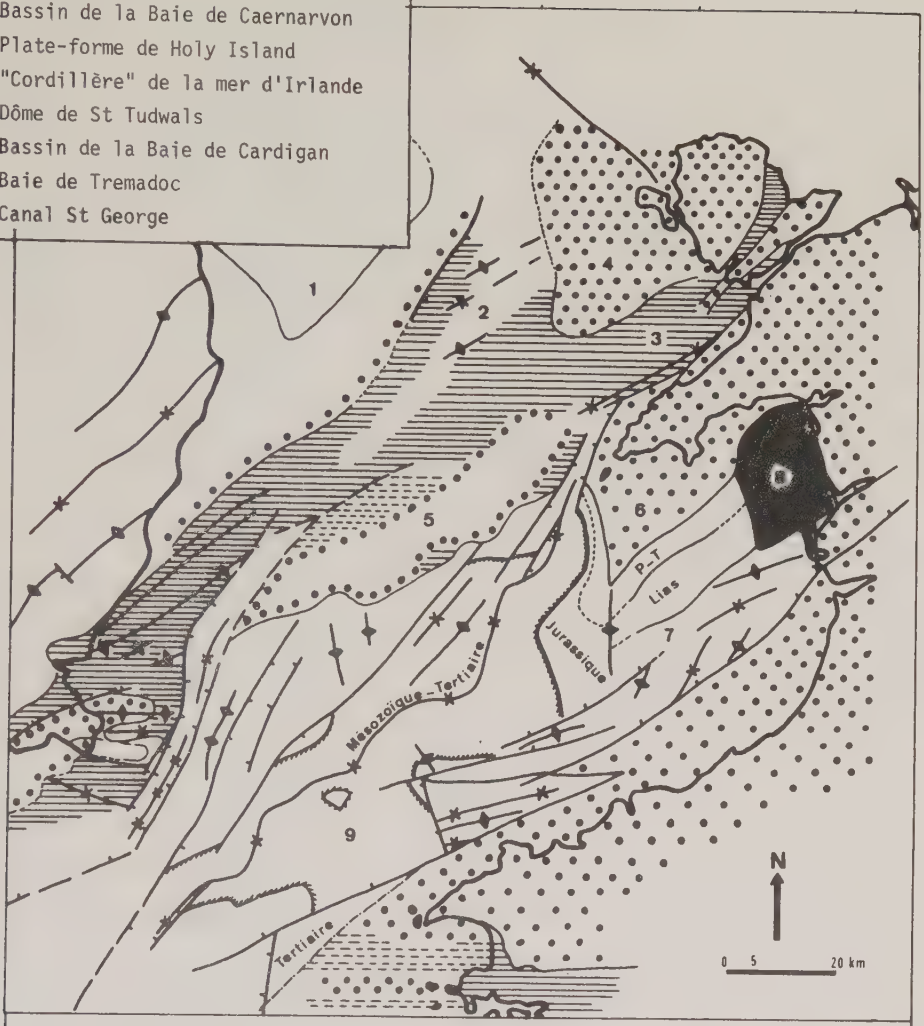


fig.125 Géologie pré-quaternaire du Sud de la Mer d'Irlande (tiré de Dobson & al., Rep.73/11, I.G.S.)

Précambrien ou Paléozoïque inf.
Paléozoïque sup.
idem: affleurement supposé
Néogène
épaisse sédimentation mésozoïque et tertiaire
anticlinal
synclinal
faille

inférieur est à nu.Ce petit "bouclier"stable,ayant échappé depuis l'Ordovicien au moins à toute subsidence ou surrection notable,est limité au SW par une faille de 5000m de rejet,au contact du bassin carbonifère et permo-triasique du centre de la mer d'Irlande ("Central Irish Sea Basin",n°2 de la carte,fig.125),où plusieurs centaines de mètres de sédiments néogènes et pleistocènes seraient localement présents.

Vers le SE de ce bassin,le socle précambrien ou paléozoïque inférieur est repéré sous une couverture de sédiments plissés et faillés,probablement du Mésozoïque inférieur (1000m en moyenne),eux-mêmes recouverts de strates subhorizontales néogènes (?): c'est la "cordillère de la mer d'Irlande" ("Irish Sea Geanticline",n°5 de la carte,fig.125),axe de soulèvement actif au Paléozoïque supérieur,au Mésozoïque supérieur et au Paléogène.Sur les profils de réflexion sismique,les discordances stratigraphiques s'accentuent très nettement aux abords de cet axe,depuis les bassins voisins.

Cette "cordillère" est séparée de la plate-forme précambrienne et paléozoïque inférieur de la péninsule de Lleyn ("St Tudwals Arch",n°6,fig.125) par un étroit fossé tectonique où s'entassent *2700m de sédiments*.Le long de la côte NW de Lleyn,le remplissage carbonifère et permo-triasique de la baie de Caernarvon (n°3 de la fig.125) s'amincit rapidement au contact de la plate-forme pré-carbonifère de Lleyn (n°6,fig.125),sans qu'aucune faille importante soit repérée: une *flexure parallèle à la côte abaisse brutalement le socle précambrien vers le NW. Il est significatif qu'elle se situe dans le prolongement exact du front NW de la Snowdonia.*

2°) Le Canal St George,d'une part,la Baie de Cardigan et son appendice de la baie de Tremadoc,d'autre part,possèdent les *bassins sédimentaires les plus pro-*

fonds de cette région (cf.p.111).Ils s'allongent du SW au NE et sont limités vers le SW par la *grande faille de Bala.*

Dans le Canal St George (n°9,fig.125),où *l'épaisseur de la sédimentation mésozoïque et tertiaire dépasse 6000m,* les deux orientations structurales majeures sont WSW-ENE (calédonienne) et NNW-SSE.Des failles de *plusieurs milliers de mètres de rejet,* en liaison avec l'accident de Bala,mettent en contact cette épaisse série sédimentaire avec la plate-forme paléozoïque inférieur du Massif Gallois, au large du Pembrokeshire septentrional et du Cardiganshire.Au NW de Strumble Head,une faille NNW-SSE sépare un compartiment oriental où la couverture post-silurienne est relativement mince (de l'ordre de 500m),d'un bloc occidental où plus de 6000m de sédiments se sont entassés du Permien au Pleistocène.

En Baie de Cardigan (n°7,fig.125),le remplissage mésozoïque est de plus en plus récent et épais vers le SE où la *faille de Bala,* au rejet de plusieurs milliers de mètres,*met en contact le Paléozoïque inférieur du socle gallois et le Jurassique moyen ou supérieur* (cf.supra p.147).

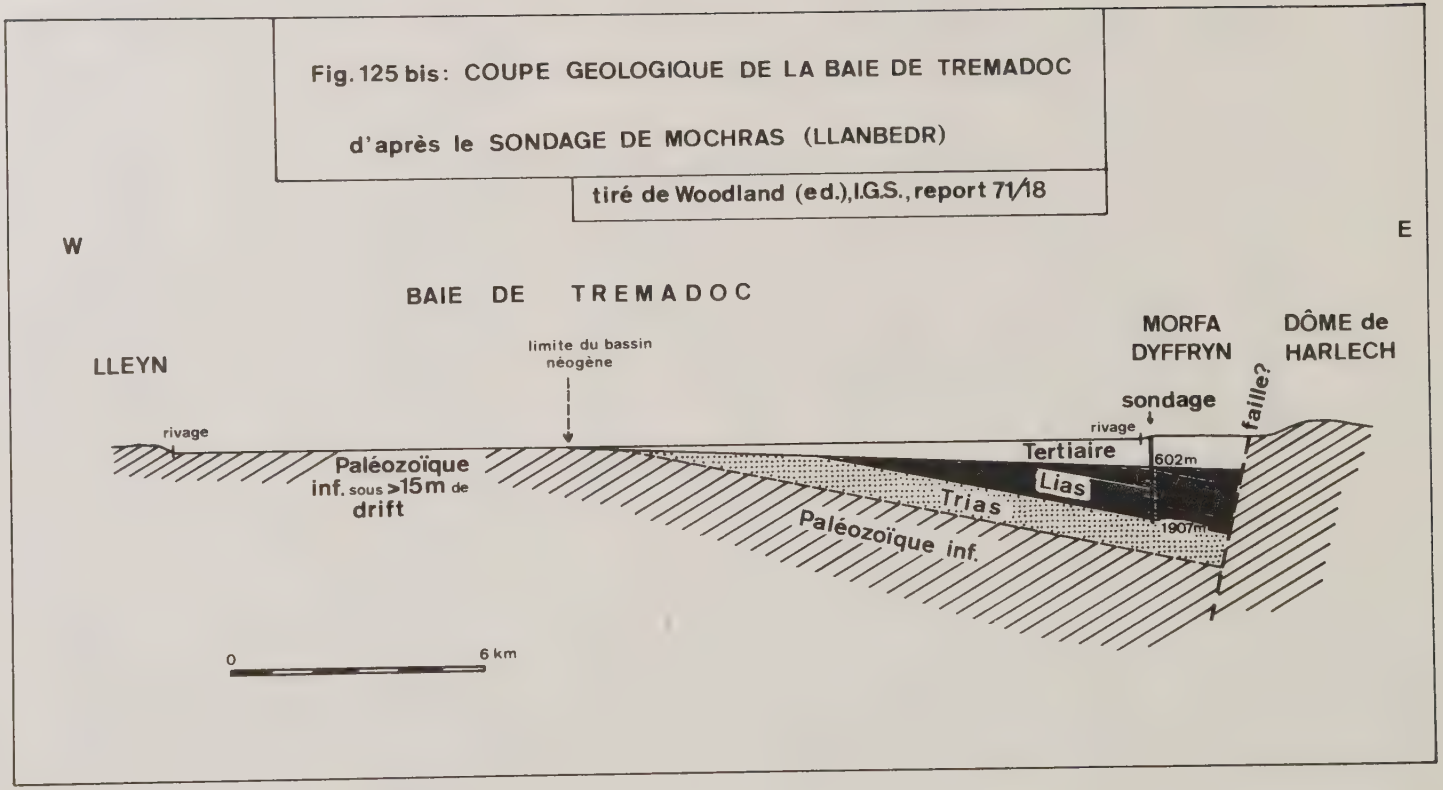
3°) Les résultats les plus riches d'implications morphologiques ont été obtenus en baie de Tremadoc,grâce au *sondage de Llanbedr,* réalisé près de la ferme de Mochras (SH 5533 2594),sur l'initiative de l'Université d'Aberystwyth,entre 1967 et 1969 (A.Wood et A.Woodland,1971) (fig.125 bis et ter).

524m de Néogène reposent directement sur 1300m de Lias (en ce qui concerne le Mésozoïque,voir ci-dessus p.111).Le bassin tertiaire ainsi mis en évidence a une extension restreinte: vers le NW,en direction de la presqu'île de Lleyn,*le Néogène est transgressif sur le Lias, le Permo-Trias et le Paléozoïque inférieur.* A l'Est,il est en contact avec le Cambrien du dôme de Harlech,le long de la *faille de Mochras dont le rejet total est d'au moins 4500m au niveau de Llanbedr.* Vers le Nord,le rejet s'atténue très rapidement et la faille disparaît au-delà de l'es-

Fig. 125 bis: COUPE GEOLOGIQUE DE LA BAIE DE TREMADOC

d'après le SONDAGE DE MOCHRAS (LLANBEDR)

tiré de Woodland (ed.), I.G.S., report 71/18



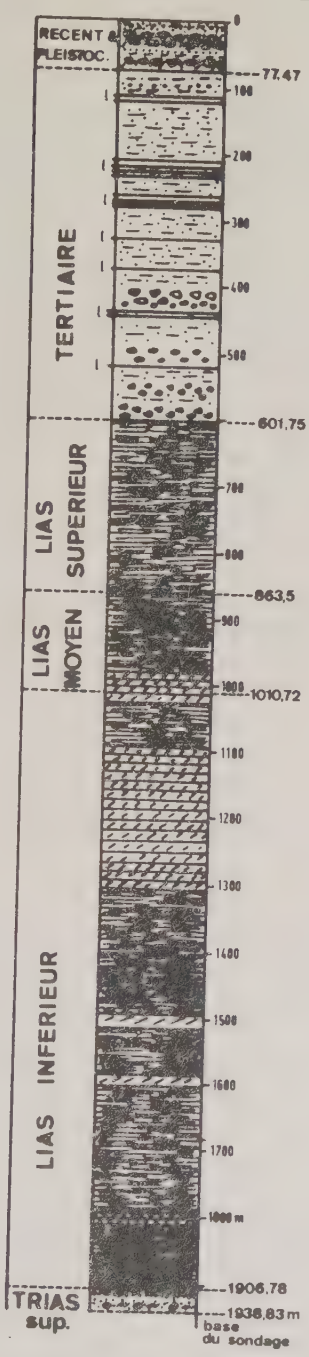
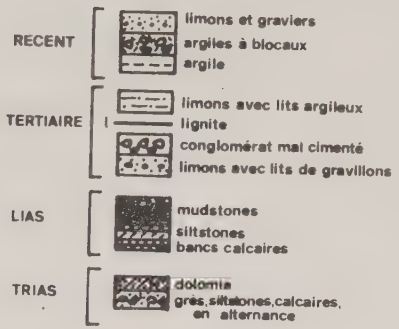


FIG.125 ter: LE SONDAGE DE MOCHRAS (LLANBEDR).

tiré de Woodland (ed), I.G.S., report 71/18

lithologie:



tuaire du Glaslyn.

Les 200 premiers mètres de Néogène sont des *limons jaunes ou rouges*, généralement bioturbés,riches en niveaux conglomératiques.Ceux-ci indiquent une érosion active aux dépens d'affleurements du Paléozoïque inférieur.Dans les 80 premiers mètres,l'altération chimique syn-ou post-sédimentaire du matériel rend difficile l'identification des fragments rocheux.Au-dessus,elle s'atténue et on reconnaît nettement des rhyolites,des grès,des quartz.Les rhyolites,abondantes, ne peuvent provenir du dôme de Harlech où ce type de roche est inconnu.La source la plus probable est le Massif du Snowdon (au sens large) ou la presqu'île de Lleyn: *un système de pentes s'était donc établi qui faisait converger le drainage et les produits de l'érosion vers la baie de Tremadoc*.Les fragments rocheux atteignent souvent 5 à 10cm de long.Ils révèlent une grande compétence des agents de transport et,probablement,un accroissement brutal de l'énergie de relief,lié à l'effondrement du compartiment occidental de la faille de Mochras,et aussi à la *surrection de la Snowdonia et de la presqu'île de Lleyn*.

Au-dessus des limons jaunes,le sondage a traversé *300 m de limons et argiles à lignites*,témoignant d'une diminution de l'énergie de relief et d'une sédimentation dans un milieu peu turbulent,en eaux peu profondes.Les plus gros fragments détritiques atteignent à peine 5mm.De nombreux restes de plantes sont en position de croissance.Les sédiments s'accumulaient dans le compartiment effondré de la faille de Mochras,sans que celle-ci s'exprime par un abrupt topographique notable: le rythme de la sédimentation était donc à peu près équivalent à celui de la subsidence.

L'analyse pollinique des lignites suggère un âge *miocène* pour ce remplissage: en effet,les espèces tropicales ne sont pas exclusives et celles spécifiques du Paléogène sont absentes (M.Herbert-Smith,in Wood et Woodland,1971).

Par ailleurs,le spectre pollinique est très semblable à celui de dépôts néogènes du Derbyshire (Boulter,1971; voir 3ème Partie,p.617).

Au-dessus du Néogène et en contact brutal avec lui,se trouvent *77m d'argiles à varves subhorizontales,parfois déformées et affectées de micro-failles, avec des lits de blocs et de fragments rocheux d'origine exclusivement locale* (grits et quartzites provenant du Cambrien du dôme de Harlech).La taille de ceux-ci dépasse souvent 10cm de long et un bloc de 60cm a même été repéré à la base de la séquence.L'un des blocs porte des stries nettes.

La microtectonique affectant ce matériel a deux origines probables:

- des glissements en masse,peut-être sous forme de courants de turbidité,dans un matériel argilo-limoneux.
- des failles créées par la pression des glaces.

L'association d'argiles à varves finement litées et de niveaux grossiers pourrait s'expliquer par une sédimentation en eaux calmes permettant la décantation du matériel,interrompue sporadiquement par la vidange brutale de poches intra-glaciaires (cf.Cailleux et Tricart,1962,p.381).

Ce type de matériel et l'épaisseur assez considérable qu'il offre impliquent des reliefs énergiques dans le compartiment soulevé de la faille,et une reprise notable de la subsidence dans le compartiment effondré.*Il faut donc supposer une nouvelle activité de la faille de Mochras avant ou pendant le dépôt des argiles pleistocènes.*

L'analyse pollinique n'a malheureusement pas permis de dater avec précision ce matériel,l'assemblage floristique pouvant tout aussi bien se rapporter au Pleistocène inférieur,aux interglaciaires ou même au Post-Glaciaire.On ne peut donc pas préciser *jusqu'à quelle époque la faille de Mochras a fonctionné.*

Cette faille a été elle-même déplacée de 6km vers l'Ouest,au Sud de l'estuaire du Mawddach,par un *décrochement* dont le tracé coïncide avec celui-ci (voir fig.125).

Le compartimentage de la mer d'Irlande méridionale,amorcé au Permo-Trias et peut-être même dès le Carbonifère,renforcé ensuite au Mésozoïque,par différenciation spatiale des rythmes de subsidence ou de surrection,s'est donc *accentué au Tertiaire*.Dans certains secteurs,la sédimentation s'est poursuivie presque sans discontinuité du Trias au Néogène,tandis qu'ailleurs le Néogène repose directement sur le Paléozoïque inférieur.

Ce compartimentage est le fait de *flexures autant que de failles*.Dans plusieurs cas,en effet,les bordures des bassins correspondent à de simples plongées du substrat précambrien ou paléozoïque inférieur,sans faille importante. *Flexures et failles ont pu fonctionner jusqu'au Néogène supérieur*,comme le prouvent les sondages de Llanbedr et de Tonfanau.Le grand *accident de Bala* constitue la *limite méridionale des bassins sédimentaires tertiaires du Canal St George et de la baie de Cardigan*.Le compartimentage structural disparaît au Sud de cette charnière structurale majeure.

Ces données sont d'un intérêt considérable pour la morphologie continentale.Il est clair,en effet,que *le découpage topographique en blocs souvent dissymétriques,délimités par des escarpements ou des couloirs SW-NE ou NNW-SSE,n'est que le prolongement,à l'intérieur des terres,du compartimentage structural mis en évidence sous la mer*.Dans une telle région,toutes les tentatives faites pour repérer des surfaces d'érosion à partir de similitudes d'altitudes étaient donc particulièrement vaines,puisque les blocs ont pu s'individualiser très tôt au Mésozoïque et évoluer ensuite indépendamment les uns des autres jusqu'au Pleistocène (cf.T.N.George,in T.R.Owen,1974).

Deux secteurs ont été choisis pour illustrer l'importance de la tectonique tertiaire dans l'organisation du relief actuel: le front NW de la Snowdonia au-dessus des bas plateaux de l'Arvon,la région du Cader Idris,entre l'esaire du Mawddach et le couloir de Tal-y-Llyn.

°.°

2) LE FRONT NW DE LA SNOWDONIA (Caernarvonshire).

La figure 126 fait apparaître les principales caractéristiques de ce front:

-tracé général très rectiligne,de la baie de Conway à celle de Caernarvon,avec une direction SW-NE,identique à celle de la côte septentrionale de la péninsule de Lleyn.

-profil transversal complexe: le front principal est précédé,au NW,par un alignement de collines lourdement convexes ou tabulaires,culminant à plus de 500m au Nord (Moel Wnion),à moins de 400m au Sud (Mynydd Cilgwyn).Les plus hauts sommets se trouvent en arrière du front principal (Carnedd Llywelyn,Carnedd Dafydd,Glyder Fawr,Snowdon).

-dans l'ensemble,la massivité du relief augmente du Sud au Nord,comme le montre, sur la figure 126,la superficie des secteurs dépassant 610m (2000 pieds).Parallèlement,les sommets de plus de 900m se situent tous dans la moitié NE de la carte.

Les altitudes s'abaissent rapidement vers la baie de Tremadoc,au Sud de la carte.

-le compartimentage du relief par de larges vallées transversales NW-SE (Nant Francon,Pass of Llanberis,Afon Gwyrfai) ou W-E (Afon Llyfni) s'accentue du Nord au Sud.

-le ciselage des sommets par les glaces quaternaires ou par la gélifraction explique le grand nombre de cirques et de corniches rocheuses,au-dessus de 600m.Ce paysage rocailleux contraste fondamentalement avec la lourdeur des collines de l'avant-pays où les glaces ont accumulé sans éroder.Le front principal de la Snowdonia marque la limite du domaine d'érosion glaciaire sur les interfluves.

Ces caractéristiques topographiques reflètent-elles la structure géologique? La disposition générale des couches du Paléozoïque inférieur de la Snowdonia correspond à un vaste synclinorium dissymétrique: le Cambrien,présent sur le flanc NW et au SE,dans la région de Ffestiniog,n'apparaît pas à l'Est.Le cœur de la Snowdonia est formé d'une *série volcanique caradocienne* où les rhyolites dominent à la base et au sommet,séparées par des basaltes ou des tufs basiques ou andésitiques.

La mise en place de ce matériel est mieux connue depuis qu'un *système de failles elliptiques d'origine volcano-tectonique* a été reconnu au Sud du Snowdon (Shackleton,1959; Beavon,1963; Rast,1969).Dès l'Ordovicien inférieur,un bombement fut créé par la montée d'un magma rhyolitique riche en gaz.Les premières éruptions d'ignimbrites se placent au Caradoc supérieur,suivies de l'effondrement de la *caldeira*.Le plancher de celle-ci fut ensuite partiellement enfoui sous les tufs rhyolitiques inférieurs,à faciès d'ignimbrites au centre passant latéralement à des tufs subaquatiques.Un nouvel effondrement précéda l'épanchement sous-marin des laves basiques et spilites intermédiaires.Une reprise du bombement engendra les dernières éruptions d'ignimbrites (tufs rhyolitiques supérieurs) et la mise en pla-

ce de sills rhyolitiques et de batholites de microgranites à la périphérie de la caldeira.Le volcanisme caradocien de la Snowdonia s'achève par l'injection d'un système complexe de sills doléritiques,le long des failles et autres plans de faiblesse.

Cette structure volcano-tectonique implique la présence sous-jacente d'un important pluton granitique.Or,de fortes anomalies positives lui sont associées, ce qui suggère *l'existence d'un corps basique à grande profondeur:* le magma acide générateur du bombement initial serait né par fusion de la croûte dans une chambre magmatique basique.

La plupart des rhyolites de la Snowdonia sont des *ignimbrites*,c'est à dire des tufs formés de fragments de laves *soudés* entre eux lorsqu'ils étaient en suspension dans des gaz chauds.Les nappes d'ignimbrites mises en place au cours d'un seul épanchement très rapide peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.Elles possèdent souvent une structure prismatique verticale acquise lors du refroidissement et responsable de la verticalité de beaucoup d'escarpements et de parois de cirques.Les ignimbrites sont *particulièrement résistantes à l'altération chimique:* la grande finesse du grain,l'imbrication des quartz et des feldspaths dans une pâte plus ou moins recristallisée,autant que la composition minéralogique l'expliquent aisément.Les rhyolites du Snowdon sont de type potassique: elles contiennent de 27 à 38% d'orthose (H.Williams,1927).A l'affleurement,elles restent toujours très cohérentes.Le blanchiement superficiel est le seul signe d'altération.Il n'est donc pas étonnant que les rhyolites affleurent sur plusieurs sommets: Glyder Fawr,999m; Grib Goch,921m; Graig Cwm Silyn,734m; Moel Hebog,783m, etc...Le Snowdon lui-même correspond à des tufs de composition andésitique ou basaltique (H.Williams,1927).

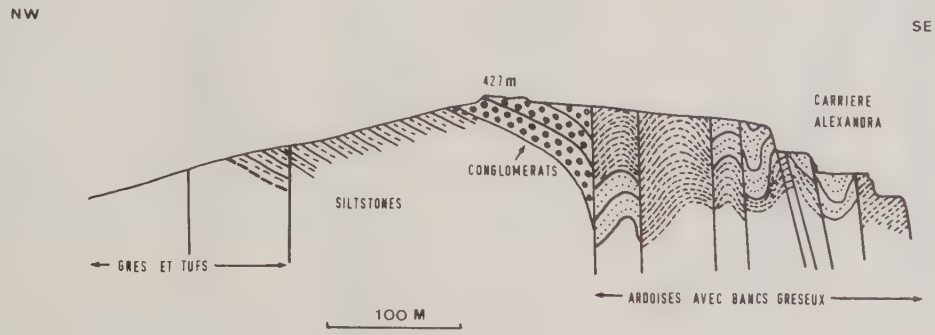
Au niveau du front NW de la Snowdonia,la direction générale rectiligne n'est pas calquée sur l'affleurement d'un faciès lithologique particulier: des grès,des grauwackes ou même des ardoises se trouvent en position culminante (fig. 128,coupes 1 et 2),au même niveau que les ignimbrites (Garnedd Goch,Mynydd Graig Goch...) ou que le microgranite à riébeckite du Mynydd Mawr (fig.128,coupe 3).

L'alignement des collines frontales,du Moel Wnion au Foel,*ne coïncide pas non plus avec l'affleurement d'une assise particulièrement résistante*.Une série de coupes transversales NW-SE,tracées tous les 800m entre les vallées du Gwyrfai et du Llyfni,montre que le même faciès,par exemple le conglomérat de Cilgwyn (base du Cambrien) ou les rhyolites quartzeuses de Clogwyn (Précambrien supérieur),se trouve dans des positions topographiques variables (fig.129,coupes reproduites de Morris et Fearnsides,1926).Le sommet du Moel Tryfan tronque indifféremment le conglomérat de Cilgwyn et les ardoises pourpres du Cambrien inférieur (fig.127).Le Moel Rhiwen recoupe les rhyolites de Clogwyn (fig.128,coupe 1).Plus au Nord,le Moel Wnion se situe dans une intrusion de dolérite,mais son extension exacte et sa composition minéralogique sont mal connues.

Il est clair,au Sud du Nant Francon au moins,que ces collines doivent leur sommet tabulaire à l'existence d'un *aplanissement recoupant des couches très fortement redressées*.Entre les collines et le front principal,une légère dépression est excavée par l'érosion différentielle dans les ardoises cambriennes intensément plissotées dans ce secteur.Les lits gréseux interstratifiés dans ces ardoises ont leurs éléments déformés.Les contraintes tectoniques ont été particulièrement vigoureuses dans cette zone.

Plusieurs carrières ont permis de repérer des *phénomènes d'altération météorique de la roche en place*.Le cas le plus net a été vu sur le *Moel Tryfan* (SH 518 560) dans une ardoisière en exploitation exposant de belles coupes jus-

fig.127: COUPE DU MOEL TRYFAN
(D'APRES MORRIS & FEARNSIDES, 1926)



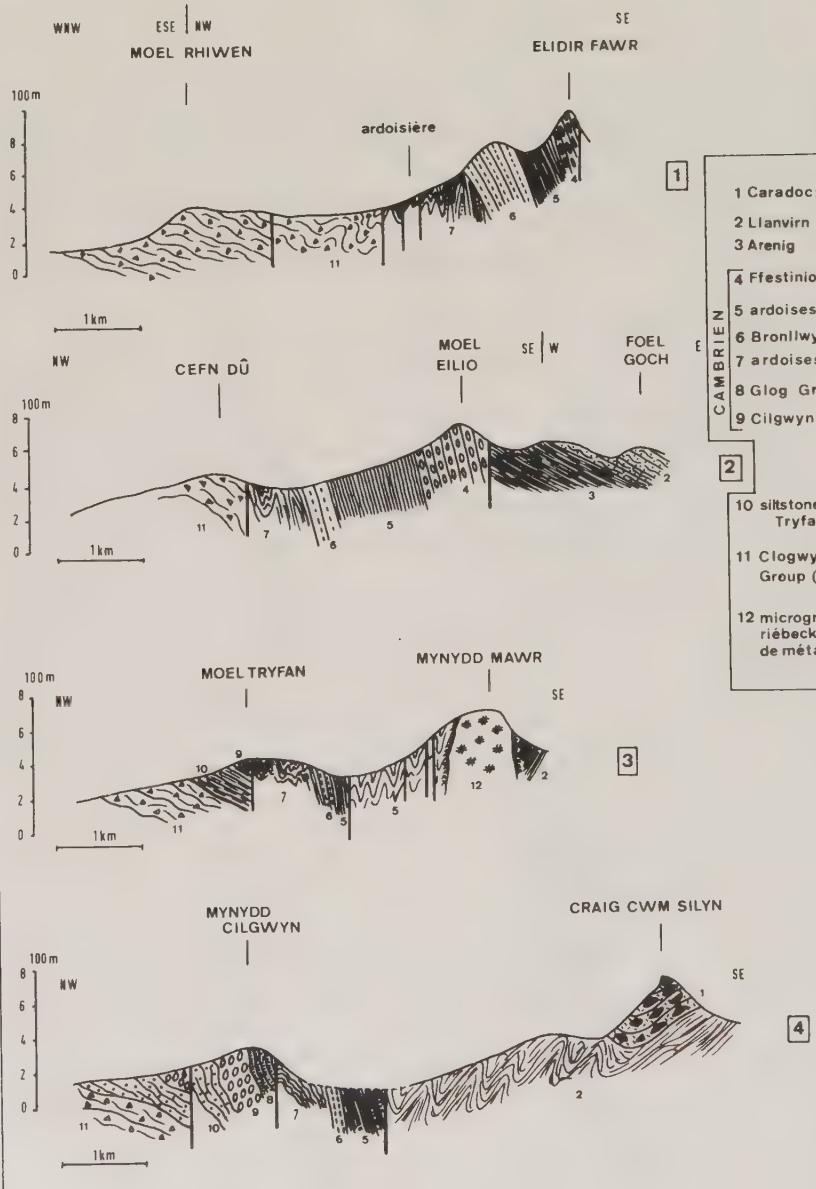


FIG.128 COUPES GEOLOGIQUES DU FRONT NW DE LA SNOWDONIA

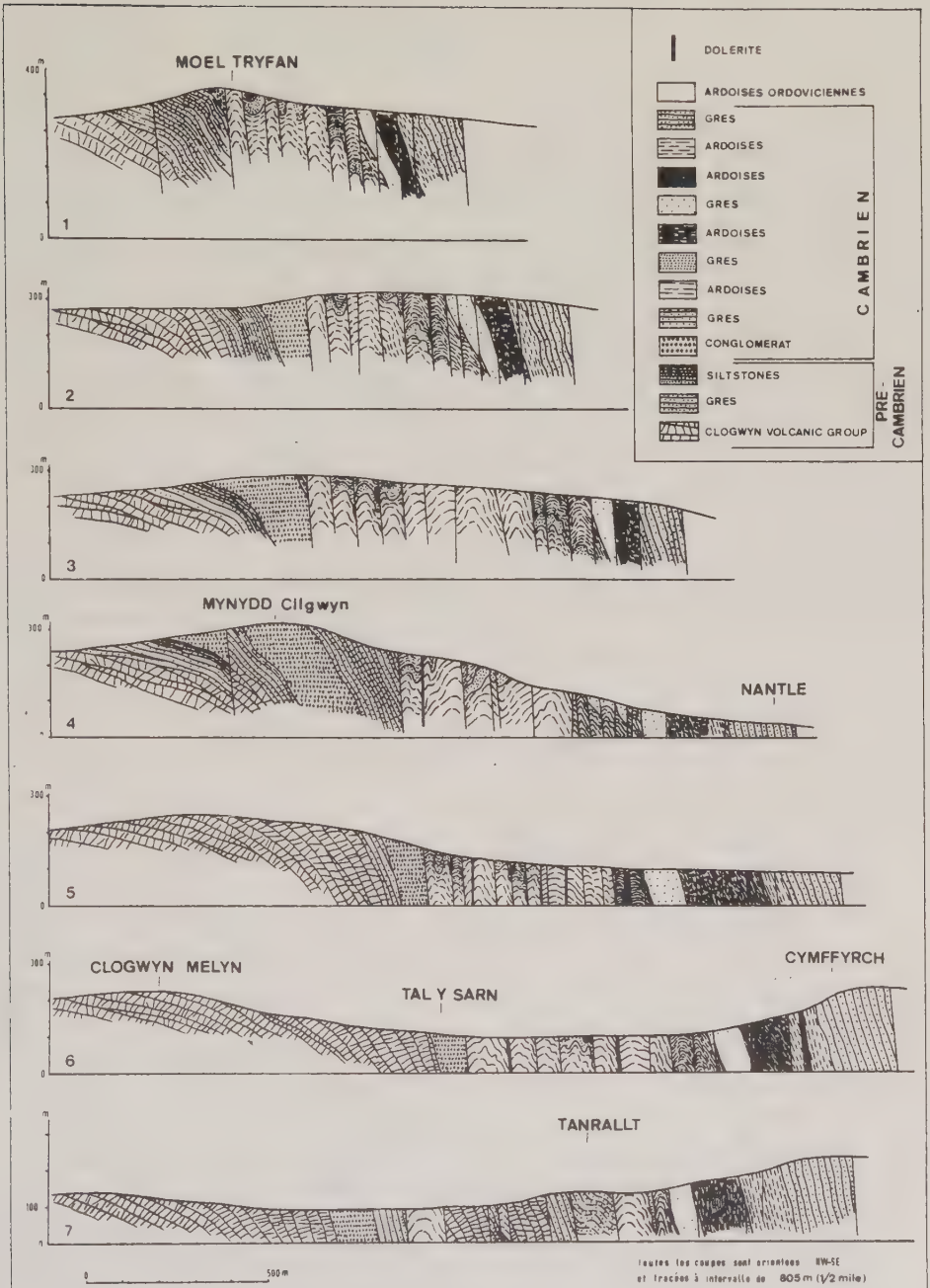


FIG.129 : COUPES DE LA ZONE ARDOISIERE DE NANTLE [CAERNARVONSHIRE]

d'après Morris et Fearnsides, 1926

qu'au sommet de la colline.Près de l'entrée de la carrière,un peu en contrebas des barraques abandonnées indiquées sur la carte à 1/25 000,vers 370m,on voit un banc gréseux subvertical décomposé en boules et passant vers le haut à des sables où les filons de quartz sont découpés en chapelet.Les shales ardoisiers encadrant le banc gréseux ne présentent par contre aucun signe d'altération chimique.La décomposition du grès en sable paraît bien avoir une origine météorique et pédologique et non hydrothermale,en raison de la progression de l'altération vers le haut et de la présence des boules à la base.*Ces altérites apparaissent corrélatives de l'aplanissement qui coiffe les collines.*

Ardoises,shales ardoisiers et grès altéré sont recouverts de dépôts marins ou fluvio-glaciaires,très grossiers,où les cailloutis de toute taille coexistent avec de gros blocs de plusieurs dizaines de centimètres de long: les glaces ont donc respecté les altérites sableuses sous-jacentes et se sont comportées ici en agent de transport et non d'érosion (1).

---

(1) Ces dépôts ont été décrits en détail par T.M.Reade,en 1892.Celui-ci fut le véritable fondateur de la morphoscopie puisqu'il identifiait déjà les sables marins par leur émoussé et leur luisance et les différenciait des sables fluviatiles.L'origine marine du "drift" du Moel Tryfan ne résout pas le problème de sa mise en place: pour Reade,c'est un *dépôt marin*,mais pour la plupart des auteurs ce serait un matériel *prélevé par les glaces sur le fond de la mer d'Irlande*,puis déposé par ce même agent sur cette colline.L'allure très altérée des blocs erratiques,évidemment dépourvus de stries glaciaires,suggère un âge ancien.L'altitude du dépôt (400m environ) semble exclure *a priori* l'hypothèse d'une transgression marine à cet endroit,puisqu'il faudrait supposer un soulèvement postérieur de grande ampleur.Sur les coupes de Reade,des lentilles de sables marins sont piégées dans des formations non stratifiées anguleuses,d'origine locale.On en a conclu que les sables étaient du même âge; mais on pourrait imaginer que des paquets de sables,cimentés par le gel aient été entraînés avec la moraine de fond. Le problème des sables marins du Moel Tryfan n'est donc pas résolu,d'autant que les coupes décrites par Reade ont disparu.

Des observations du même type ont été faites sur le front NW de l'Elidir Fach,à 445m d'altitude,dans l'ardoisière de Llandeiniolen,proche du lac de Marchlyn Bach (SH 602 628)(fig.128,coupe 1).La position topographique est intéressante car la carrière se situe à mi-versant du front de l'Elidir Fach,à une altitude légèrement supérieure au sommet du Moel Rhiwen et nettement perchée au-dessus de la dépression intermédiaire creusée dans les ardoises.Les couches sont subverticales avec des plissotements de détail.Des bancs de grès conglomératique sont interstratifiés et,comme au Moel Tryfan,près de la surface,ils se décomposent en boules s'effritant en "pelures d'oignon" et passent localement à des sables jaunâtres où l'on reconnaît encore les filons et diaclases de la roche originelle.Le front d'altération est très irrégulier.La décomposition en sables est beaucoup plus avancée le long des fissures.

Dans la même carrière,un dyke de roche verdâtre se décompose en boules, très friables en surface,plus cohérentes au centre.Comme dans le cas des grès, ce type d'altération ne paraît pas d'origine hydrothermale,car elle progresse nettement vers la surface.Le minéral argileux dominant dans la fraction colloïdale est l'illite.La kaolinite est présente en moindre quantité,associée à de la montmorillonite et de la chlorite (échantillons 72-45 et 72-49).

Les ardoises encaissantes restent cohérentes jusqu'au sommet de la carrière où la pente,inclinée d'une dizaine de degrés,est couverte d'éboulis de gélifraction provenant des ardoises et des grès cambriens affleurant en amont.Ceux-ci ont fourni une matrice sableuse abondante (1).

---

(1) La différence de comportement des ardoises et des grès ou dolérites,vis-à-vis de l'altération chimique s'explique par la nature des altérites: dans le premier cas,ce sont des formations très riches en argiles en raison de la taille des éléments constitutifs de la roche saine.Entre celle-ci et les argiles d'altération,le contact est très brutal.Cette disposition n'est pas favorable à l'approfondissement de la zone altérée.Ces altérites argileuses sont vite mobilisées et le front d'altération peut s'abaisser rapidement,tout en restant peu profond,si les conditions morphotectoniques s'y prêtent.

Les profondes altérations observées au Moel tryfan,dans l'ardoisière de Marchlyn Bach et dans d'autres carrières de ce secteur,sont *préglaciaires*,puisqu'elles sont aujourd'hui tronquées par des formations glaciaires ou périglaciaires.Par ailleurs,comme le climat et la durée des interglaciaires paraissent incompatibles avec les épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres repérées parfois, *leur mise en place se situerait,au plus tard,au Quaternaire ancien,mais elle a pu débuter beaucoup plus tôt.*

L'aplanissement observé sur les collines alignées au pied du front principal de la Snowdonia est aujourd'hui nettement perché au-dessus de la surface fondamentale d'Anglesey,qui se prolonge en continuité topographique et morphologique au SE du détroit de Menai.Comme cette surface fondamentale s'est élaborée dans un contexte d'ëquilibre morphotectonique depuis le Paléozoïque jusqu'au Tertiaire (voir chap.1,A),l'aplanissement localisé sur les collines ne peut être plus ancien qu'elle,d'autant que les ardoises qui constituent l'essentiel de leur volume sont beaucoup moins résistantes que le socle monien d'Anglesey.Il ne reste qu'une seule solution: *l'aplanissement coiffant le Moel Tryfan et les collines voisines se confond,génétiquement,avec la surface fondamentale d'Anglesey; il a été porté en altitude par une flexure d'axe SW-NE*,parallèle au détroit de Menai,se prolongeant le long de la côte NW de la presqu'île de Lleyn où elle a été nettement repérée sur les profils de réflexion sismique.

Il reste à préciser les rapports de cette surface avec la masse montagneuse de la Snowdonia.On met généralement en avant la résistance particulière des rhyolites caradociennes pour expliquer l'altitude et le volume de celle-ci. Or,le matériel du socle d'Anglesey est souvent aussi résistant; par ailleurs,ce sont fréquemment des shales,des grauwackes,parfois même des ardoises qui affleurent en position culminante sur le front montagneux: *l'hypothèse d'un gigantes-*

que phénomène d'érosion différentielle ne peut donc être retenue.

Les sondages de Mochras et de la baie de Cardigan ont révélé que la Snowdonia n'existait pas encore au Lias,ni au Jurassique,mais *dès le Cénomanien le socle paléozoïque avait été exhumé de sa couverture liasique* (supra p.162). A la base du Néogène,la répétition de lits conglomératiques où apparaissent des rhyolites,des grès ,des shales,offrant les mêmes faciès que ceux affleurant en Snowdonia (O'Sullivan,in A.Woodland,1971),témoigne de la proximité d'importants reliefs soumis à l'érosion continentale.

Il est tentant de rapprocher ces faits de l'existence du front rectiligne de la Snowdonia au-dessus du socle d'Anglesey et d'envisager son soulèvement depuis une *charnière SW-NE*.Simultanément,la Snowdonia était basculée vers la baie de Tremadoc où le socle paléozoïque s'enfonce très rapidement.La dissymétrie topographique de la péninsule de Lleyn,basculée vers le SW,résulte du même phénomène.*Ces déformations de grande ampleur.ont commencé à se manifester au moins dès le dépôt des conglomérats néogènes de Mochras (Miocène?),mais elles ont pu se poursuivre jusqu'à une date récente puisque les altérites de l'ardoisière de Marchlyn Bach sont encore plaquées contre le versant de l'Elidir Fach,prouvant que celui-ci n'a pas sensiblement reculé.*

*Une charnière de socle,*tout à fait majeure,existait déjà à l'emplacement de ce front montagneux,au Paléozoïque inférieur (Cambrien,Ordovicien): cette zone constituait en effet la limite de l'aire de subsidence,au contact de la plateforme d'Anglesey.Au Caradoc,le volcanisme rhyolitique,si caractéristique de la Snowdonia et de la presqu'île de Lleyn,était inconnu en Arvon et à Anglesey.L'orogenèse calédonienne s'est traduite ici,non seulement par des mouvements verticaux de grande ampleur prenant naissance dans le socle précambrien et le manteau supérieur,mais aussi par des contraintes tectoniques particulièrement vigoureuses: c'est ici que la schistosité et que le métamorphisme régional ont été les plus

marqués.Les contraintes liées au *rejeu tertiaire de la charnière,en sens inverse par rapport au Paléozoïque,*n'ont pu qu'accentuer la "tectonisation" des couches, mais il est difficile d'en apprécier l'importance.Le fort redressement des couches au droit de la flexure,tandis qu'elles deviennent presque horizontales au NW,est compatible,sur le plan purement géométrique,avec un soulèvement du bloc méridional.

La surface fondamentale d'Anglesey s'est-elle étendue sur la Snowdonia? Il n'en reste apparemment aucun témoignage dans le relief actuel: sur les interfluves,les surfaces planes sont inexistantes ou n'occupent que des superficies trop restreintes pour avoir une réelle signification,mais il faut tenir compte de l'érosion glaciaire.Cependant,même si l'on considère la baisse générale des altitudes vers la baie de Tremadoc,l'altitude des sommets est très variable d'un point à l'autre.Quelques coupes géologiques dans des secteurs où une carte géologique précise a été levée montrent le *rôle déterminant de l'érosion différentielle dans le centre de la Snowdonia:*

Les roches les plus résistantes sont les *rhyolites* qui donnent des sommets rugueux,accidentés de pointements rocheux (1) (Tryfan,Glyder Fach,Grib Goch). Les formes sont plus lourdes sur les *granophyres* et *microgranites* (Mynydd Mawr, Foel Goch).Les *grès quartzeux* ordoviciens ou cambriens,en bancs massifs avec minces intercalations d'ardoises affleurent aussi en position culminante mais à des altitudes inférieures à celles des sommets ryholitiques.Les *ardoises* sont habi-

(1) Très résistantes à l'altération chimique,les rhyolites le sont beaucoup moins vis-à-vis de la gélifraction.Au Quaternaire,le gel a pu d'autant mieux exploiter le réseau de fissures que la roche ne portait pas d'altérites meubles épaisses capables d'amortir les écarts de température.En surface,la roche se découpe en fragments massifs très anguleux,se brisant sous le marteau en esquilles coupantes.

tuellement en creux.Pourtant,sur l'Yr Aran,au Sud du Snowdon,elles donnent une pyramide à flancs subverticaux au NW et NE,dont le sommet à 748m surmonte des affleurements de rhyolites (fig.130,coupe 2),selon une disposition aberrante, sauf si l'on envisage un *bombement tectonique sur l'Yr Aran* (1).Un cas un peu différent s'observe de part et d'autre du lac Cowlyd,au Nord de Capel Curig (vers SH 720 620),où des siltstones à stratification oblique,finement lités,affleurent à 799m sur le Pen Llithrig y Wrâch,tandis que les ignimbrites du Creigiau Gleision ne se trouvent qu'à 674m (fig.131,coupe 3,tirée de Diggens et Romano,1968): la diminution d'altitude vers l'Est est conforme à l'inclinaison d'ensemble de la région vers le Vale of Conway.Le Pen Llithrig y Wrâch est une pyramide résiduelle dans une zone de divergence hydrographique.

Au total,au coeur de la Snowdonia,autour du Snowdon et du Glyder Fawr, l'échelle de résistance explique assez bien l'organisation du relief.Les anomalies,comme celle de l'Yr Aran sont l'exception.

Plus au Sud,dans la région de Tremadoc,dans une structure de dôme anticlinal affectant les sédiments cambriens et ordoviciens,injectés de sills de dolérite et d'intrusions rhyolitiques,l'érosion différentielle a systématiquement dégagé des crêts ou des barres dans les dolérites ou les rhyolites (W.Fearnsides, 1910).Comme plus au Nord,*l'absence d'un aplanissement généralisé,associée à l'importance de l'érosion sélective suggère un soulèvement assez précoce de la Snow-*

---

(1) Malgré leur faible résistance relative,shales et ardoises donnent souvent des corniches verticales ou subverticales: exactement conformes aux plans de clivage elles reculent par éboulement de gros blocs parallélépipédiques.Le débit de la roche entretient de lui-même la raideur de l'escarpement qui peut,cependant,reculer assez vite.C'est une évolution assez comparable aux falaises de craie des côtes de la Manche.

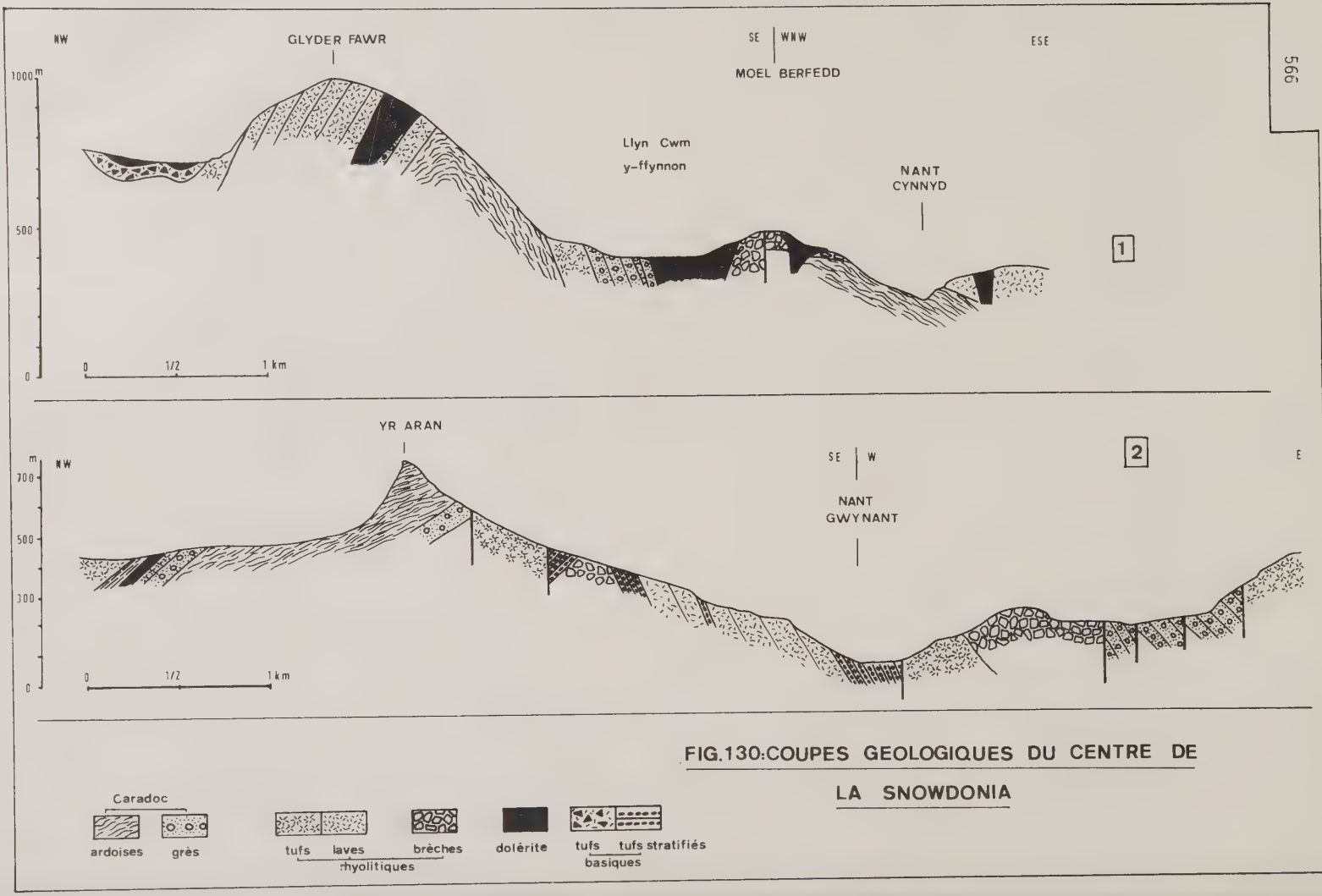
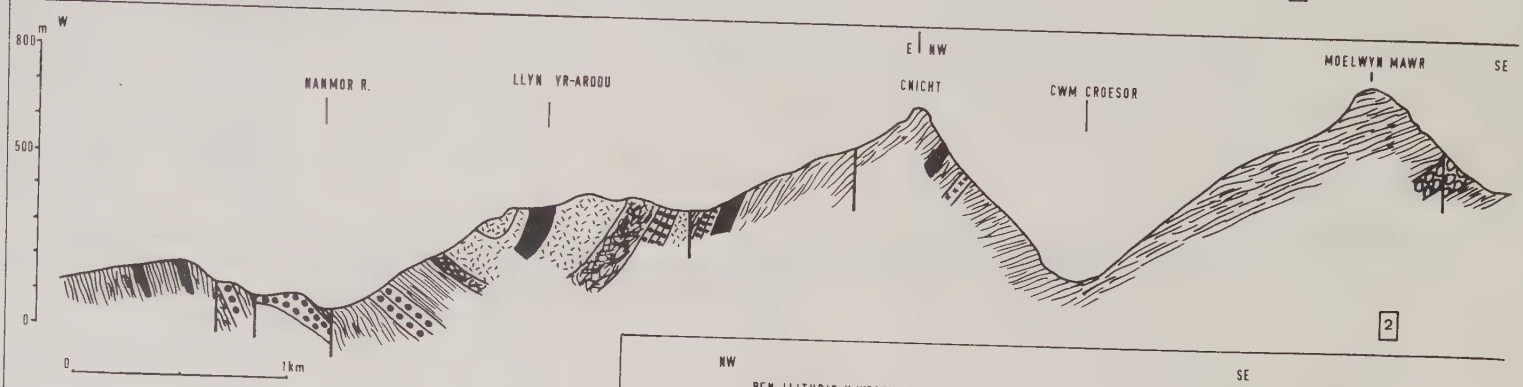


FIG.130:COUPES GEOLOGIQUES DU CENTRE DE LA SNOWDONIA



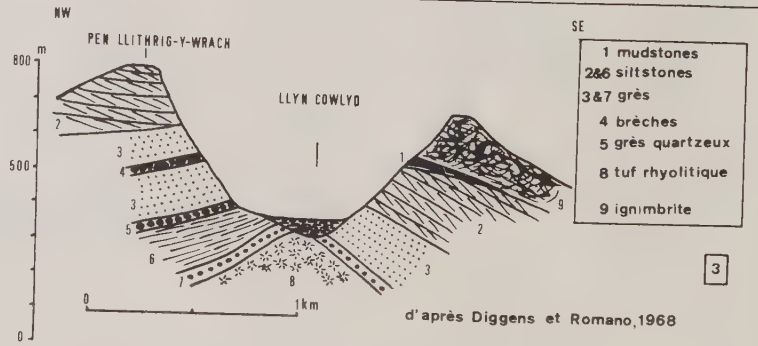


fig. 131 COUPES GEOLOGIQUES DE LA SNOWDONIA (SE et E)

légende des coupes 1et 2:

ardoises | grès | brèches rhyolitiques | rhyolites | ignim-brites | dolérite | intrusion composite

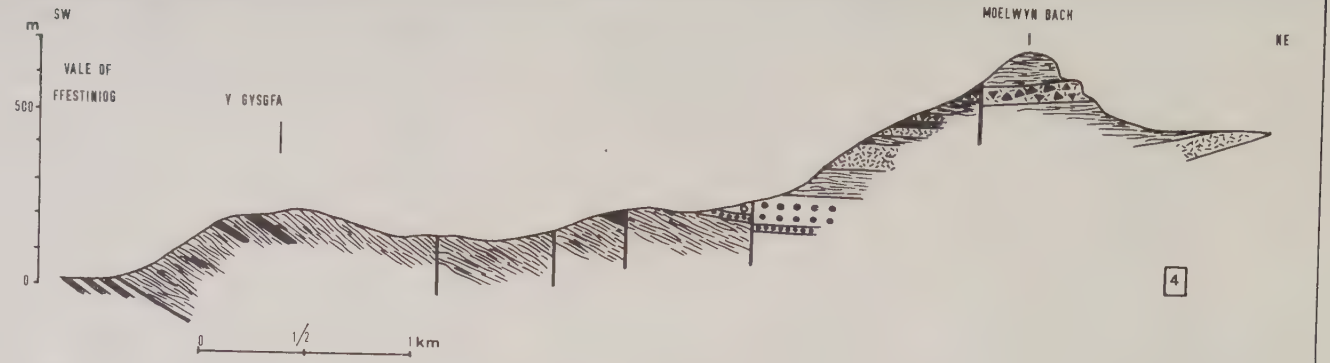
donia depuis une charnière SW-NE passant près du front actuel.L'essentiel du drainage convergeait vers la baie de Tremadoc.

Une évolution un peu différente a intéressé la *région de Blaenau Ffestiniog,*à l'Est de l'Afon Glaslyn: là,il n'existe pas de corrélation simple entre l'altitude et la nature des roches.Autour du Llyn Dinas,des tufs rhyolitiques ne donnent que de modestes reliefs,alors que *les points culminants de la région correspondent à des ardoises ou des shales ardoisiers:* la butte de Cnicht culmine à plus de 700m,tandis que les rhyolites de l'Yr Arddu ne dépassent pas 450m (fig.131,coupe 2).Les grosses collines schisteuses du Moelwyn Bach et du Moelwyn Mawr portent les plus hauts sommets du secteur,à 711 et 770m respectivement (fig. 132,coupe 4).

En contrebas des hautes collines,mais nettement perchés au-dessus des vallées,des plateaux chaotiques à roches moutonnées et dépressions tourbeuses se trouvent à des altitudes variables: autour de 200m près de Rhyd (fig.132,coupe 5), à plus de 500m près du Llyn Cwm y Foel (vers SH 657 468) et à 600m autour du Moel Druman (fig.131,coupe1).Le modelé d'érosion est caractéristique d'un glacier de calotte.

Les petites vallées descendant du plateau de Rhyd sont suspendues au-dessus des marais de Tremadoc et du Vale of Ffestiniog.Les rivières,telles l'Afon Goedl y dévalent en cascades.A partir du Vale of Ffestiniog,l'érosion a déblayé de larges amphithéâtres à parois raides et concavité basale,dans les ardoises ordoviciennes,mordant sur le plateau du Moel Druman (extrêmité SE de la coupe 1, fig.131).

La vigueur de cette érosion régressive,l'encaissement du Vale of Ffestiniog de 150 à 200m dans le plateau de Rhyd-Y Garnedd,l'altitude surprenante des



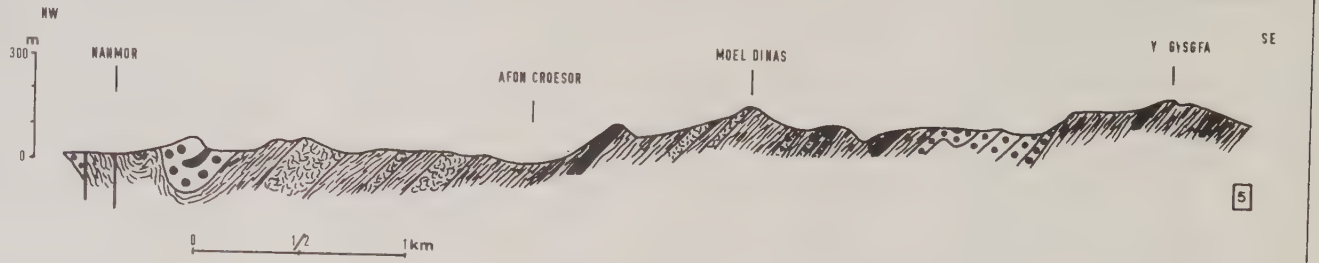


fig.132:COUPES GEOLOGIQUES DE LA SNOWDONIA (SE)

ardoises,shales (Tremadoc ou Llanvirn)
grès (Caradoc. Arenig)
grès Cambrien sup.
rhyolite, ignimbrite
tufs et laves acides
intrusion composite
dolérite

collines ardoisières des Moelwyn Mawr et Bach,beaucoup plus élevées que les rhyolites de l'Yr Arddu ou des rives du Llyn Dinas,suggèrent *une tectonique à grand rayon de courbure d'âge assez récent pour que l'érosion différentielle n'ait pas eu le temps d'en corriger les effets.*Au Quaternaire,l'écoulement des glaces était guidé par cette tectonique.Aujourd'hui,les Moelwyn Mawr et Bach forment un petit château d'eau né sur un dôme anticlinal.

S'il ne reste plus de témoins d'un aplanissement généralisé sur la Snowdonia,il y par contre,dans ce secteur,des *aplanissements localisés tronquant shales et ardoises armés de sills doléritiques ou rhyolitiques* (coupes 1,4,5). Leur genèse est difficile à préciser,mais ils se sont élaborés dans un contexte tectonique instable: subsidence plus ou moins rapide de la baie de Tremadoc,soulèvement et ondulations à grand rayon de courbure plus au Nord.La prolongation tardive des mouvements expliquerait les disharmonies observées entre la résistance des roches et leur position topographique.

Conclusion: le front NW de la Snowdonia coïncide avec une *charnière de socle différenciant,au moins depuis le Miocène* (si la datation des argiles à lignites de Mochras est confirmée),*deux domaines morphologiques:*

- *au NW,dans un régime d'équilibre morpho-tectonique,*se poursuivait la regradation d'un aplanissement dont les origines remontent au Paléozoïque.
- *au SE,un soulèvement plus ou moins rapide,*compliqué d'ondulations,déclenchait à partir de la baie de Tremadoc,une érosion différentielle guidée par les lignes directrices de la tectonique.Localement,des aplanissements pouvaient s'élaborer à la faveur d'une stabilisation momentanée du niveau de base,dans des roches peu résistantes (shales,ardoises).Pour expliquer les caractéristiques actuelles du front de la Snowdonia,telles qu'elles ont été décrites plus haut,on peut penser

que la *flexure soulevant la Snowdonia au-dessus de la plate-forme d'Anglesey*, s'est légèrement déplacée vers l'Ouest,depuis le Miocène,précédée par une ondulation secondaire responsable des collines intermédiaires.

L'étude morphologique rejoint l'un des résultats du sondage de Mochras, en suggérant une *prolongation tardive (Quaternaire ancien ?) des déformations tectoniques*.

°.°

3) LE SECTEUR DU CADER IDRIS (fig.133 hors-texte).

Dominé par la masse montagneuse du Cader Idris,culminant à 892m au Pen y Gader,le relief s'organise à partir des profondes vallées NE-SW du Mawddach,du Dysynni et de Tal-y-Llyn.Grâce à son altitude et à sa position occidentale,ce secteur possède les plus beaux cirques glaciaires du Massif Gallois,avec ceux du Snowdon.

Coincé entre la grande faille de Bala,au Sud et SE,celle de Tonfanau à l'Ouest et celle de l'estuaire du Mawddach au Nord,le bloc du Cader Idris possède une *exceptionnelle densité de failles et de fractures*,souvent nettement visibles dans le paysage.Cependant,malgré l'intensité des contraintes tectoniques qu'il a subies,*on y reconnaît encore,beaucoup mieux que dans la Snowdonia,des éléments d'une surface d'aplanissement qui tronquait toutes les couches*.Ce double caractère

fait l'originalité de cette région (1).

Située au Sud du dôme anticlinal de Harlech,elle voit affleurer les terrains du Cambrien et de l'Ordovicien plongeant vers le Sud,le SE ou l'Est.Le pendage est fort,de 40 à 90°,le plus souvent.L'Ordovicien est généralement en discordance stratigraphique sur le Cambrien.Au Nord du Mynydd y Gader,le contact se fait par une faille localisée au niveau de la discontinuité stratigraphique (2).Vers le NE,autour du Rhobell Fawr,l'Arenig est fortement transgressif sur le Cambrien supérieur.L'activité volcanique est ici beaucoup plus précoce qu'en Snowdonia,puisque les grandes éruptions andésitiques du Rhobell Fawr et les premiers épanchements du Cader Idris ont lieu à l'Arenig inférieur (3).

Du Rhobell Fawr à la baie de Cardigan,la direction générale des couches dessine une inflexion de l'Est à l'Ouest,conformément à la disposition d'ensemble du dôme anticlinal.Cependant,celle-ci est compliquée de déformations secondaires: ce sont des ondulations méridiennes surtout nettes à l'Ouest du Cader Idris (fig. 133) et dans le secteur du Rhobell Fawr.Elles ont dû fonctionner dès le Tremadoc (Cambrien supérieur) et s'accentuer par la suite.

Deux intrusions de granophyre se sont mises en place à la fin de l'Ordovicien.Celle du Cader Idris est un sill coincé entre des couches de tufs ou de laves basiques,dont le matériel a été injecté dans l'axe d'un anticlinal (Davies, 1959).La montée et la dilatation du magma ont engendré à certains stades du pro-

(1) On dispose pour cette région des remarquables travaux de Cox et de Wells,parus en 1925 et 1927,accompagnés de cartes détaillées à 2 pouces ou 3 pouces pour 1 mile (respectivement 1/31 680 et 1/21 120).

(2) Les discordances stratigraphiques majeures servent très souvent de plans de glissement préférentiel lors de contraintes tectoniques ultérieures.

(3) Ce volcanisme andésitique d'âge Arenig est à rapprocher de celui de Treffgarne dans le centre du Pembrokeshire.

cessus,l'extrusion de laves acides le long de fractures (rhyolites de l'"Upper Acid Group" des cartes géologiques).Les intrusions de granophyre sont antérieures au plissement principal et au clivage des roches pélitiques,que les géologues datent de la fin du Silurien.

Cette région est en outre affectée de failles et de fractures associées parfois à des *coulissages* qui ont une influence décisive sur le relief et le tracé du réseau hydrographique: ce sont d'abord les *grandes failles SW-NE*.Celle de Bala passe à l'Est de Dolgellau et suit la vallée de Tal-y-Llyn.Près du lac du même nom,au Sud du Cader Idris,le rejet vertical est de l'ordre de 600m,mais le *déplacement latéral,sénestre,est au moins aussi important:* il a provoqué le broyage des mudstones ordoviciens dont le pendage change brutalement de sens de part et d'autre (fig.134).La faille du Llyn Gwernan ("Ceunant Fault" des géologues) dérive de celle de Bala à l'Est de Dolgellau et guide étroitement les cours rectilignes de l'Afon Wnion et du Nant y Ceunant.Au niveau du lac Gwernan,elle rejoint le tracé d'une autre faille ("Dolgellau Fault").

Le Mawddach,au Nord de Llaneltyd,suit la faille de Derwas.La direction SW-NE est encore celle de nombreux accidents secondaires,comme les petites failles normales du versant Sud du Graig Ddu (fig.134).

Perpendiculaires au décrochement de Bala,de nombreuses failles et fractures dessinent un réseau grossièrement radial,au Nord du Cader Idris et autour du Rhobell Fawr.

L'escarpement du Cader Idris.

Avec une orientation générale ENE-WSW,du Gau Graig (670m) au Graig Cwm Llwyd (546m),il forme un *front montagneux continu que ne traverse aucune rivière*

(fig.133).Au centre,du Craig Las (660m) au Mynydd Moel (855m),l'escarpement est franchement Ouest-Est.Il domine de plus de 300m les collines du Mynydd y Gader ou celles qui encerclent le lac de Cregennen.

Sur son revers Sud,une bande de hautes surfaces planes,large de 100 à 200m,suit le rebord de l'escarpement.Vers le Sud,de profondes entailles ont été incisées à partir de la vallée du Dysynni.Le Llyn Cau est logé dans un amphithéâtre aux parois vertigineuses,mais à l'Ouest et au Sud,le Mynydd Pencoed (798m) et le Craig Lwyd (685m) offrent à nouveau des sommets tabulaires.

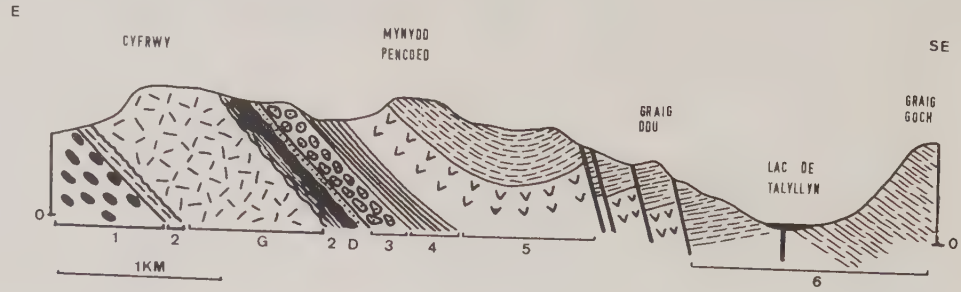
Le front de l'escarpement est taillé entièrement dans les couches ordoviciennes inclinées d'une quarantaine de degrés vers le SSE (fig.134),mais *il ne coïncide pas avec une seule formation lithologique* (voir fig.133).De l'Ouest à l'Est,il recoupe les mudstones du Llyn Cau,les laves ou tufs acides supérieurs ("Upper Acid Group" de A.Cox),des dolérites,le granophyre du Llyn y Gader,les spilites et tufs basiques du Pen y Gader et à nouveau les mudstones du Llyn Cau.

On ne peut donc pas associer ce grand escarpement au seul granophyre, même s'il atteint son maximum de vigueur dans cette formation.Les études précises de A.Cox ont d'ailleurs montré que le granophyre du Llyn y Gader était très proche,par sa composition minéralogique et son faciès,du sill de Cregennen,qui affleure en contrebas.La différence d'intensité dans la fissuration ne paraît pas très marquée.Le granophyre du Cader Idris se débite en colonnes verticales nettement visibles au Sud du Llyn y Gader.Cette structure a facilité le recul des parois du cirque à cet endroit.Le sill de Cregennen a engendré une mince auréole de métamorphisme dans les sédiments encaissants qui sont le plus souvent en relief par rapport au granophyre.

Dans le détail,le tracé de l'escarpement du Cader Idris reflète l'influence des *ondulations méridiennes*.Le cirque du Llyn Cyri,à l'Ouest,est installé

fig. 134 : COUPE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU CADER IDRIS

D'APRES A COX, 1925



LEGENDE

6	MUDSTONES DE TALYLLYN	BALA
5	SERIE VOLCANIQUE ACIDE (ANDESITES RHYOLITES)	BALA
4	MUDSTONES DU LLYN CAU	LLANDEILO
3	LAVES BASIQUES SUPERIEURES	LLANDEILO
2	MUDSTONES DE LLYN-Y-GADER	LLANDEILO
1	LAVES BASIQUES INFERIEURES	LLANDEILO
G	GRANOPHYRE	
D	DOLERITE	

dans l'axe d'un anticlinal alors que l'éperon du Braich Ddu correspond à un synclinal (fig.133).Là où les ondulations Nord-Sud s'atténuent,le front est plus rigide.

La présence de mudstones et de shales,peu résistants,à forte schistosité,riches en feldspaths,sur de larges étendues du front,à l'Ouest et à l'Est,exclut que celui-ci soit né de la seule érosion différentielle.Par ailleurs,cet escarpement *sépare deux domaines où l'évolution morphologique fut différente:*

- *Au Nord* (fig.135),la topographie des collines,très accidentée dans le détail reflète à la fois l'*influence de la lithologie et celle d'une tectonique cassante.* Les roches les plus résistantes sont les grès du Llanvirn inférieur ("Bryn Brith Beds") en bancs massifs et à joints espacés,engendrant un débit en gros blocs rectangulaires,les tufs andésitiques du Cefn Hir,métamorphisés au contact du granophyre du Llyn Cregennen et les rhyolites du "Lower Acid Group".Les dolérites du Mynydd y Gader,en position de sill ou d'intrusion discordante dans les rhyolites (Lake et Reynolds,1912),sont moins résistantes que celles-ci mais dominent nettement les shales et ardoises du Cambrien supérieur.

Une étude détaillée révèle une *exploitation très poussée du potentiel lithologique*.C'est ainsi que le petit affleurement de basaltes et spilites,situé au SSE des Llynnau Cregennen,domine de 20 à 30m le granophyre intrusif qui l'encercle.A l'intérieur même d'une série pélitique assez homogène comme celle des "Tremadoc Slates",les différences entre shales tendres et mudstones plus cohérents et massifs s'expriment bien dans le paysage: le sommet du Craig Llwyd,par exemple, correspond à des mudstones à grains très fins ayant l'apparence d'un chert et se débitant en grosses dalles.La résistance particulière de cette roche s'explique à la fois par sa richesse en quartz et par l'absence de schistosité bien marquée. Au contraire,lorsque la formation devient ardoisière,l'eau pénètre aisément le

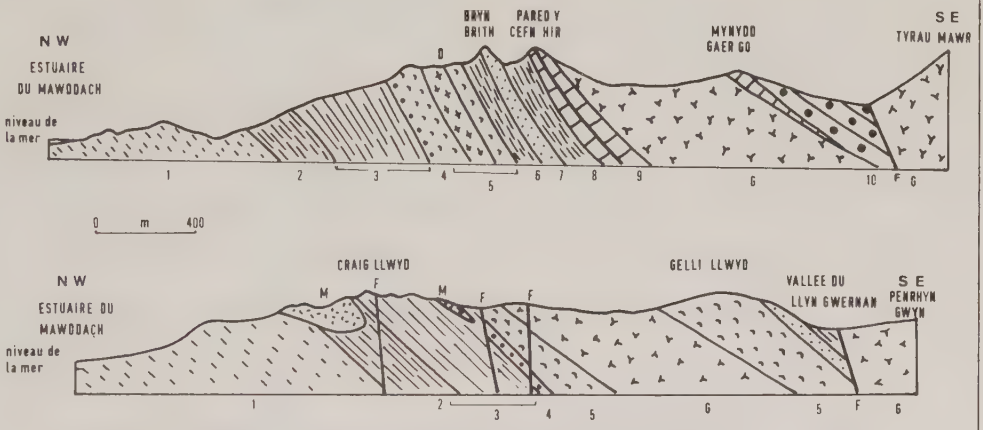


fig. 135 COUPES DE LA REGION D'ARTHOG - DOLGELLAU, D'APRES A.H. COX ET A.K. WELLS, 1921.

	10	"LOWER BASIC SERIES"		D	diabases
	9	"CEFN HIR ASHES"	cinérites	M	microdiorite
	II	"CROGENEN SLATES"	ardoises	G	granophyre
ordovicien	7	"BRYN BRITH BEDS"	grès et cinérites	F	failles
	6	"MOELYN SLATES"	ardoises		
	5	"LOWER ACID SERIES"	cinérites et ardoises		
	4	"BASEMENT SERIES"			
	3	"TREMADOC SLATES"	ardoises		
cambrien supérieur	2	"DOLGELLAU BEDS"	mudstones		
	1	"FFESTINIOG BEDS"	ardoises et grès		

long des plans de clivage,surtout lorsque ceux-ci sont fortement redressés.Par ailleurs,le clivage de 70° et le pendage stratigraphique de 40° engendrent un réseau de fissures et de joints entrecroisés facilitant l'altération de la roche.

Localement,quelques accidents semblent le reflet direct de la tectonique sans intervention de l'érosion différentielle: c'est le cas du horst du Mynydd Caer (SH 675 147) où des laves basiques sont dénivelées d'une cinquantaine de mètres,vers l'Est.

Fractures et failles de faible rejet ont guidé le tracé de nombreux cours d'eau et celui de multiples corniches rocheuses.Sur le terrain,les exemples abondent de telles adaptations rigoureuses des formes topographiques de détail à la tectonique cassante.

L'énergie de relief génératrice de l'érosion différentielle dans ce secteur reste partout modeste: les conglomérats arenig dominent les ardoises cambriennes du Ffridd Fawr,à l'Ouest du Llyn Wylfa,d'une trentaine de mètres seulement.Ce sont des dénivellations beaucoup plus faibles que celles créées par les profondes entailles du réseau hydrographique.Les petits cours d'eau qui descendent vers l'estuaire du Mawddach ont des vallées amont évasées à pente longitudinale faible (Arthog,Gwynan,émissaire des Llynnau Cregennen,Ceunant...)passant brutalement vers l'aval à des ravins où la pente augmente rapidement (1).La rupture de pente,associée à l'étroitesse des basses vallées traduit une brutale reprise d'érosion depuis le Mawddach.

L'ensemble des observations précédentes suggère un soulèvement très récent de ce secteur où,auparavant,l'érosion différentielle avait exploité la multiplicité des contacts lithologiques dans un contexte de faible énergie de relief. Le dégagement de ce *relief appalachien* a effacé toute trace d'un éventuel aplanissement généralisé.Un type d'évolution comparable s'observe autour du Rhobell Fawr.

---

(1)Le Wnion doit son nom (déformation de Gwynion= blancs) à la succession de petits rapides qui agrémentent son cours.

- *Au Sud du Cader Idris*,au contraire,les témoins d'un tel aplanissement existent sous la forme d'éléments plus ou moins larges,conservés sur le rebord même de l'escarpement Nord ou entre les cirques glaciaires (fig.134).Le même aplanissement tronquant nettement les couches fortement redressées s'observe au SE de la vallée de Tal-y-Llyn,sur le Mynydd Fron Fraith par exemple.

Tout le drainage de ce flanc Sud du Cader Idris s'organise en fonction de l'Afon Dysynni et non de la basse vallée de Tal-y-Llyn.Celle-ci *recoupe à l'emporte-pièce l'ancien réseau* dont il reste aujourd'hui des"wind-gaps" suspendus au-dessus du fond de la vallée de ligne de faille (cf.Watson,1962).Une telle anomalie ne peut s'expliquer que si la vallée rectiligne de Tal-y-Llyn n'existait pas encore lors de la mise en place du réseau.L'auge actuelle a été déblayée sans qu'il y ait de surcreusement glaciaire: le lac de Tal-y-Llyn s'est formé derrière un barrage de roches broyées créé par l'éboulement des mudstones,sur les parois de la vallée (Watson,art.cité).

Puisque *ce couloir rectiligne est plus récent que l'installation du réseau hydrographique*,cela suppose un *rejeu très tardif de la faille de Bala,au Sud du Cader Idris*.Cette conclusion rejoint celle tirée du sondage de Mochras (voir ci-dessus p.551): *dans tout ce secteur,la tectonique cassante (fractures, failles,coulissages) a dû se poursuivre jusqu'au Néogène supérieur et probablement jusqu'au Quaternaire ancien.*

D'autres exemples,plus modestes,confirment l'existence de cette néotectonique: sur le Graig Ddu,des escaliers de corniches coïncident avec des plans de failles normales de regard SE,affectant des shales ou des mudstones.

Il s'agit là d'*un relief étonnament jeune,contrastant avec les restes d'aplanissement sommitaux* que le recul des parois de cirques n'a pas réussi à faire disparaître complètement: preuve supplémentaire que la surface des sommets

n'est attaquée par l'érosion régressive que depuis fort peu de temps.S'il en était autrement,les mudstones peu résistants du Mynydd Pen Coed auraient été attaqués beaucoup plus vigoureusement et les éperons actuels remplacés par des pyramides de recoupements d'arêtes.

Pour toutes ces raisons,nous pensons que dans ce secteur,*le soulèvement du bloc du Cader Idris,sur la lèvre Nord de la faille de Bala,n'a précédé que de peu les glaciations,*si bien que l'érosion fluviatile antérieure n'avait pas eu le temps de démanteler la surface d'aplanissement.*Un âge Pleistocène ancien serait compatible avec cette évolution.*

Le front du Cader Idris correspond donc à une flexure majeure déformant une surface d'aplanissement dont il reste des témoins au Sud,là où les contacts lithologiques étaient peu nombreux.Au Nord,elles est en voie de démantèlement par érosion différentielle,dans des limites d'énergie de relief modestes: 30 à 50m au maximum.

La flexure au droit du Cader Idris n'est qu'une des manifestations d'une tectonique très récente: le fonctionnement de la faille de Bala,la fracturation intense de l'ensemble du secteur en sont les autres.Au total,le relief,tant dans ses grands volumes que dans son détail,est d'une extrême jeunesse.C'est le secteur du Massif Gallois où le réseau hydrographique est le plus étroitement guidé par les fractures et les failles.Au Nord de Dolgellau,beaucoup de rivières décrivent des coudes à angle droit entre des secteurs parfaitement rectilignes.L'Afon Wen en est l'illustration la plus exemplaire.

3 ème Partie

TRAITS GÉNÉRAUX DE LA GENÈSE DU RELIEF GALLOIS.

L'analyse régionale a fait ressortir trois étapes essentielles dans la genèse du relief gallois:

1°) *Un aplanissement* dont le caractère fondamental est apparu dans la plupart des régions.C'est un fait morphologique majeur dont la genèse doit être replacée dans un cadre chronologique,morphotectonique et climatique.

2°) *La tectonique néogène* dont le style et l'intensité ont beaucoup varié d'un secteur à l'autre.On lui doit la diversité des paysages actuels et l'incision du réseau hydrographique.

3°) *De modestes retouches au Quaternaire*,provoquées par l'action des glaces ou par des processus périglaciaires.

CHAPITRE 1 . L'APLANISSEMENT FONDAMENTAL DU MASSIF GALLOIS.

A part quelques secteurs du NW du Pays-de-Galles (Snowdonia principalement),toutes les régions du Massif Gallois conservent d'importants témoins d'un aplanissement généralisé tronquant indifféremment le socle calédonien,la couverture du Paléozoïque supérieur et celle du Mésozoïque.

A Anglesey,il se confond avec les bas-plateaux de l'île et se relève vers le Nord sur le Mynydd Eilian (voir fig.48).Il se prolonge en Arvon,au-delà du détroit de Menai et coiffe les collines frontales de la Snowdonia.

Il a été repéré dans le Pembrokeshire en contrebas des collines de la presqu'île de St David's et sur le sommet de la Treffgarne Mountain et des Mynydd Prescelly (fig.52).

Sur les plateaux du Bassin Houiller méridional,au sommet des Brecon Beacons,de la Fforest Fawr et de la Black Mountain (fig.72),sur le Mynydd Eppynt ou la Forest of Dean (fig.85),l'aplanissement fondamental donne au paysage son allure tabulaire.Il est également bien visible de part et d'autre du Wrekin et entre Shrewsbury et le Long Mynd.Plus au Nord,à l'Ouest d'Oswestry,dans la région de Llangollen et sur la retombée orientale de la Clwydian Range,il en subsiste des vestiges souvent assez dégradés.

Ainsi,d'Anglesey au Denbighshire et du Pembrokeshire à la Forest of Dean,retrouve-t-on le même aplanissement fondamental caractérisé par des traits morphologiques communs.

Il tronque toutes les roches sédimentaires du Massif Gallois: gréseuses,

pélitiques ou calcaires.Les reliefs résiduels sont rares et coïncident le plus souvent avec des intrusions ou des roches volcaniques.L'élaboration de cet aplanissement très évolué a été possible grâce à l'évolution morphotectonique du Massif Gallois depuis le Dévonien et à la précocité de son émersion définitive.

°°°

A) UNE LONGUE ÉVOLUTION ACYCLIQUE.

La genèse de cet aplanissement a débuté très tôt,puisque le point de départ est une *topographie d'érosion élaborée au fur et à mesure du soulèvement de la Terre de St George,à partir du Dévonien inférieur* (1).

Jusqu'au Westphalien inférieur,le futur Massif Gallois est partagé entre *deux domaines morphologiques complémentaires:*-l'un est soumis à l'érosion continentale et subit l'ablation d'une tranche rocheuse dont l'épaisseur est conditionnée par l'ampleur de la surrection.Il correspond à la Terre de St George qui se prolonge,à partir du Viséen,par la "Midland Barrier".

-l'autre est une aire de sédimentation,fluviatile,deltaïque ou marine,selon les époques.Dans certains secteurs,la subsidence a été très active: en Shropshire,le Dittonien atteint 600m d'épaisseur près de Knighton.En Monmouthshire,plus de 1300m de "Red Marls" se sont accumulés (voir fig.13).Sur la côte Sud de Gower,l'Avonien totalise plus de 1500m et le Namurien plus de 650m.Si l'on excepte le calcaire carbonifère,ce sont des sédiments terrigènes témoignant d'une intense érosion sur la Terre de St George.En volume,c'est au Dévonien inférieur que la tranche enlevée a été la plus importante.Au Carbonifère,les aires d'accumulations sont de plus en plus restreintes.

La limite entre les deux domaines s'est déplacée progressivement aux dépens des zones de piedmont,au cours du Dévonien: l'érosion s'attaquait à des couches de plus en plus récentes à la périphérie de la Terre de St George,tandis

(1) Il correspond au réajustement isostasique consécutif à la tectonique calédonienne (cf.Mattauer,1973,p.178).

que des terrains de plus en plus anciens affleuraient au centre.La fraction détritique du sommet du Vieux Grès Rouge inférieur,dans le Shropshire et le Monmouthshire,provient de l'affleurement d'un complexe géologique assez semblable à celui qu'offre aujourd'hui le Pays-de-Galles central et septentrional: le socle précambrien de type monien (Anglesey),les rhyolites ordoviciennes,les grauwackes siluriennes et le calcaire de Wenlock en étaient les principaux éléments.

Au Namurien,des apports méridionaux de plus en plus abondants se mêlent aux débris provenant de la Terre de St George.Au Westphalien supérieur,ils deviennent quasi exclusifs: à ce moment,sous des climats chauds à saison sèche,la Terre de St George offrait une énergie de relief et des systèmes de pente insuffisants pour nourrir en contrebas une sédimentation détritique notable.

Cela signifie que *l'aplanissement post-calédonien était déjà réalisé à l'emplacement du Pays-de-Galles au Westphalien supérieur*.A la même époque,d'importants volumes montagneux se formaient plus au Sud.

Il est tentant de *mettre en parallèle cet aplanissement post-calédonien avec la surface post-hercynienne des massifs anciens d'Europe occidentale*.Dans les deux cas,l'essentiel de l'ablation fut synorogénique ou tardi-orogénique. Dans le Massif Armoricain,dès le début du Stéphanien,"le plan topographique recoupait les infrastructures de l'édifice hercynien" (C.Klein,1975,p.222).Dans le Massif Gallois,c'est au Dévonien inférieur que l'ablation atteignit son volume maximum.Dans les deux cas,l'aplanissement juxtaposait des formes d'érosion,produit d'une regradation continue dans la zone d'antéclise,et des formes de remblaiement,plaines ou bassins d'accumulation,de plus en plus réduits en superficie au cours de l'évolution.

La perfection morphologique souvent observée pour la surface post-hercynienne (cf.A.Guilcher,1949) est également atteinte par l'aplanissement post-

calédonien: sur la bordure orientale du Massif Gallois,en Shropshire,les Coal Measures fossilisent une surface tronquant uniformément les calcaires et basaltes du Carbonifère inférieur,le Dévonien,le Paléozoïque inférieur ou le Précambrien (voir ci-dessus p.504).Au Nord du Bassin Houiller méridional,chaque terme nouveau de la sédimentation carbonifère (Avonien,Namurien,Westphalien) est plus ou moins nettement discordant sur le précédent.La frontière entre l'aire de sédimentation et le domaine soumis à l'érosion continentale ou littorale a été fluctuante,mais la tendance était à l'aplanissement par regradation ou aggradation, selon le secteur concerné.

Dans le Nord du Pays-de-galles,le conglomérat de base du Carbonifère inférieur repose en discordance sur un socle calédonien plissé et arasé.En Arvon et à Anglesey,la surface infra-carbonifère tronquait les sédiments ordoviciens et deux larges anticlinaux où affleurait le "Mona Complex" précambrien.

Comme ses homologues post-hercyniens,la surface post-calédonienne du Massif Gallois incorpore donc des *éléments d'âge variable s'échelonnant du Viséen inférieur au Westphalien supérieur,dérivés les uns des autres par de petites retouches:* par exemple,en Shropshire,la topographie infra-westphalienne différait assez peu de celle qu'a fossilisée le calcaire carbonifère,tout au moins dans la zone charnière séparant le Massif Gallois de la plaine du Shropshire.

Comme pour la surface post-hercynienne,l'élaboration de l'aplanissement post-calédonien a bénéficié de circonstances favorables:

*1. Des systèmes morphogénétiques particulièrement efficaces au Dévonien inférieur.*La couverture végétale devait être assez pauvre pour ne pas gêner l'écoulement des eaux,mais l'activité biologique suffisante pour permettre la formation de sols épais.Aucun système morphogénétique actuel ne reproduit exactement ceux du Dévonien inférieur,même si sur le plan sédimentologique,les accumulations de

Vieux Grès Rouge correspondent assez bien à des modèles deltaïques ou fluviatiles observés de nos jours,par exemple dans le delta du Colorado (J.R.Allen et Tarlo,1963).Le climat était chaud avec une saison sèche assez longue.Comme pour la surface post-hercynienne,la *pédimentation* fut probablement le "grand agent de rabotage",mais l'altération préalable du matériel,avec arénisation et désagrégation granulaire,avait facilité sa mobilisation (cf.C.Klein,1975,p.255).

2.Un rythme de surrection créant au départ assez d'énergie de relief pour déclencher une érosion active,puis suffisamment lent pour que le taux d'ablation réduise peu à peu les volumes montagneux,sans rupture d'équilibre.

Au terme de cette longue évolution,commencée avec le Dévonien,*le Pays-de-Galles n'offrait plus,au Westphalien supérieur,de relief à aplanir.*

°°°

La phase asturienne de l'orogénie hercynienne,en provoquant une compression de la bordure méridionale du Massif Gallois (cf.ci-dessus p.68 et p.72), a créé un fait nouveau.Les couches du Paléozoïque supérieur ont été fortement plissées dans la presqu'île de Castlemartin,à Gower et dans les Mendips.Elles ont été ondulées dans le Vale of Glamorgan.Les plis sont isopaques et le racourcissement de l'écorce a été modeste.L'arrêt du phénomène de compression n'a pas été suivi par un réajustement isostasique.La bordure méridionale du Massif Gallois devait se trouver au Nord de la zone d'épaississement de l'écorce; la racine sialique se situait sous la presqu'île du Sud-Ouest.

En raison de la résistance particulière du calcaire carbonifère sous les climats semi-arides ou à longue saison sèche du Permo-Trias,l'érosion différentielle a parfois accentué les contrastes topographiques nés du plissement: des crêts calcaires ont été dégagés,des combes excavées dans les grès dévoniens. Dans le Vale of Glamorgan ou dans les Mendips,le Keuper a fossilisé une topographie très accidentée et non une surface d'aplanissement (cf.p.124).

Au Nord de l'étroite bande méridionale où la tectonique hercynienne a provoqué la *flexion* des strates sédimentaires,la compression s'est manifestée par des *cisaillements*.Dans le Bassin Houiller méridional et sur ses marges,les couches ne sont que faiblement déformées.Les pendages atteignent rarement 20°, sauf aux abords des grands accidents cisaillants ou des axes anticlinaux de l'Usk et de la Severn.

Dans le NE du Pays-de-Galles,le Carbonifère a été basculé et haché de failles de tension à faible rejet vertical.Dans ces conditions,la topographie d'aplanissement élaborée antérieurement s'est conservée aisément.Partout où il est possible de l'apprécier,*la dénudation infra-triasique paraît négligeable, surtout si on la compare à celle qui a précédé le Carbonifère*.Ainsi,sur le piedmont occidental du Wrekin,la surface de base du Bunter se confond-t-elle presque avec l'infra-westphalienne (cf.p.510).

Le rôle de l'abrasion marine accompagnant la transgression rhétienne puis jurassique,sur la plus grande partie du Pays-de-Galles (voir ci-dessus p.145),a été par voie de conséquence,*négligeable puisque la mer envahissait une région déjà aplanie* (1).Il est exceptionnel de retrouver,comme sur les Mendips orientales,les restes d'une plate-forme d'abrasion marine (voir ci-dessus p.398). Leur extension est purement locale.Il est significatif qu'ils se situent sur la bordure méridionale du Massif Gallois intéressée par le plissement hercynien,là où l'aplanissement post-calédonien avait été le plus fortement dégradé.

---

(1) En Vendée littorale,les mers secondaires ont également submergé un socle parfaitement nivelé (M.Ters,1961).

La reprise de l'évolution morphologique coïncide avec l'*émersion définitive du Massif Gallois au Crétacé*,évènement probablement lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord.Sur la marge continentale,des phénomènes de distension, sans doute annonciateurs de celle-ci,se traduisent dès le Trias par des mouvements verticaux de grande ampleur,individualisant des grabens et des horsts.Au Mésozoïque,la tectonique ne met en jeu,dans toute cette région,que des mouvements verticaux et des cisaillements.Les plissements sont lâches et ne sont observés qu'au Sud du Pays-de-galles,aux abords de la Manche.Dans le Vale of Glamorgan, les sédiments mésozoïques sont légèrement ondulés.Dès le Crétacé,le Massif Gallois forme une vaste antéclise bien individualisée par rapport aux bassins périphériques.

Cette période,jusqu'au Néogène,est assez obscure,faute de repères stratigraphiques précis.On sait néanmoins qu'*au Cénomanien,le NW du Massif était émergé et que la couverture carbonifère et liasique y avait disparu*,puisque des galets de microgranite à riébeckite provenant du Mynydd Mawr ont été repérés dans les "Cambridge Greensand" du Bassin de Londres (voir p.162).

On ne connaît pas l'épaisseur des sédiments carbonifères et liasiques qui s'étaient déposés sur la Snowdonia et dont l'existence est prouvée,au Lias, par le sondage de Mochras.On peut envisager l'ablation d'une tranche rocheuse de plusieurs dizaines et même peut-être de plusieurs centaines de mètres,dans ce secteur,avant le Cénomanien (1).Comme le Rhétien prélevé au sondage de Mochras contient beaucoup de débris de calcaire carbonifère,il est possible que ceux-ci

---

(1) Depuis les travaux de Greenly,en Arvon,on sait que la sédimentation carbonifère s'épaissit vers la Snowdonia et que les courants de sédimentation sont dirigés dans le même sens.Il faut donc supposer une couverture assez épaisse de calcaire carbonifère sur la Snowdonia (Greenly,1928).

représentent la liquidation de la couverture carbonifère de la Snowdonia puisque, par ailleurs,des fragments de rhyolite ordovicienne apparaissent simultanément (A.Woodland,1971).

Par contre,la disparition de la couverture liasique n'a pu se faire que pendant les 70 à 80 millions d'années qui séparent le Jurassique moyen du Cénomanien.

Dans d'autres secteurs du Massif Gallois,particulièrement sur ses bordures Sud,SE et Centre-Est,il s'avère au contraire que la tranche rocheuse enlevée depuis le Trias est négligeable.

Ceci montre que *le Massif Gallois était une antéclise complexe où l'ampleur du soulèvement variait beaucoup d'un endroit à l'autre.* Dans l'ensemble,il fut maximum en Snowdonia,dans le NE du Pays-de-Galles où le Silurien de la Clwydian Range a dû être débarrassé d'une couverture carbonifère et triasique, et probablement aussi dans la région du dôme de Harlech et du Cader Idris.Au contraire,dans la région de Chepstow et sur la rive Nord du Canal de Bristol,il semble avoir été nul ou très faible.

Malgré l'ampleur du soulèvement tectonique de certains secteurs,*le Massif Gallois n'a jamais dû présenter de volume montagneux important jusqu'au Néogène:* ni dans les Midlands,ni dans le Bassin de Londres,ni dans les bassins de la baie de Cardigan,on ne trouve les sédiments corrélatifs que l'érosion de tels volumes aurait nécessairement fournis,lors des périodes climatiques semi-arides qui se sont succédé du Crétacé au Néogène.

Du Crétacé au Néogène,l'aplanissement,déjà très évolué antérieurement, n'a fait que s'entretenir ou se parfaire. Sur la marge Sud du Massif,le relief accidenté mais peu énergique,né du plissement fini-carbonifère,s'est peu à peu

estompé et a fait place à une surface d'érosion tronquant les strates dévoniennes ou carbonifères (par exemple dans la presqu'île de Castlemartin,au Sud du Pembrokeshire) et recoupant sous un angle faible les couches mésozoïques (Vale of Glamorgan,Mendip Hills)(voir ci-dessus p.217et269).

Sur les blocs en voie de surrection,l'ablation compensait l'ampleur de la tectonique.Partout un équilibre s'établissait entre ces deux paramètres.L'étude de la Forest of Dean illustre parfaitement ce type d'évolution (voir p.387). Au Nord,dans le secteur du Great Dovard,le soulèvement était plus important qu'au Sud mais cette différence de rythme tectonique ne s'exprimait pas dans le relief,car le volume rocheux enlevé par l'érosion était également plus grand au Nord.

Il est donc justifié de reprendre le terme d'*acyclisme* défini par C. Klein pour la "pénéplaine de l'Ouest de la France" (C.Klein,1975,p.500).*L'équilibre était maintenu malgré une instabilité tectonique quasi permanente depuis le Dévonien inférieur.*L'ampleur du soulèvement,très forte au début de l'évolution,pendant l'accumulation du Vieux Grès Rouge inférieur,s'est ensuite rapidement atténuée.Les reprises d'érosion qu'ont pu déclencher les mouvements du sol n'ont pas dépassé quelques mètres ou,à la rigueur quelques dizaines de mètres d'énergie.

On peut retrouver,*au niveau de la surface topographique actuelle,des éléments de vieilles topographies d'érosion:* fini-viséenne au Sud de la Fforest Fawr (voir p.319),infra-westphalienne près du Wrekin ou en Forest of Dean (voir p.379),infra-triasique ou infra-liasique sur les Mendips ou dans le Vale of Glamorgan et le Sud du Monmouthshire.Elles n'ont qu'une *valeur locale* et résultent de la coïncidence de l'aplanissement fondamental avec ces vieilles surfaces exhumées de leur couverture,par suite du jeu combiné de la tectonique et de l'a-

blation.

Elles ont néanmoins l'intérêt de montrer que *la tranche de roches enlevées depuis que l'aplanissement du relief était acquise,a été très mince ou même parfois négligeable:* en Snowdonia,le microgranite à riébeckite du Mynydd Mawr affleurait déjà au Cénomanien.Sur la bordure orientale du Pays-de-Galles, dans le Vale of Glamorgan ou le long de l'estuaire de la Severn,la surface fondamentale recoupe des formations dont l'âge s'échelonne du Trias au Cénozoïque (voir ci-dessus p.385).

Ainsi,l'un des résultats importants de l'analyse régionale est-il d'avoir montré que *l'évolution morphologique du Massif Gallois s'est faite au ralenti depuis la réalisation de l'aplanissement initial,c'est à dire depuis le Westphalien,le Trias ou le Crétacé,*selon les secteurs.

Avant les bouleversements tectoniques ultérieurs,les réajustements n'ont consisté qu'en petites retouches.

Ce type d'évolution n'est pas exceptionnel dans les massifs anciens de la chaîne hercynienne.En *Vendée littorale,*la faiblesse du taux d'ablation postliasique a été soulignée.L'épaisseur de la tranche rocheuse enlevée au-dessous de la surface d'aplanissement post-hercynienne ne dépasserait pas quelques mètres à quelques dizaines de mètres (M.Ters,1961,p.79).

Pour le *Massif Armoricain non-vendéen,*la regradation de la surface post-hercynienne a mobilisé des volumes non négligeables avant et pendant le Cénomanien,lorsque s'accumulaient dans le Bassin Parisien,les sables du Maine,du Perche et de Vierzon mais,nulle part,la reprise d'érosion pré-cénomanienne ne peut être qualifiée de "cyclique",même si une topographie fluviatile s'est esquissée (C.

Klein,1975,p.297)."Comparativement au volume de l'ablation liée à l'élaboration d'une surface d'aplanissement véritable [par exemple,la surface post-hercynienne] ,la perte de substance qui accompagne le façonnement d'une surface de regradation [telle la surface infra-cénomanienne] est modeste" (C.Klein,ouv.cité, p.298).Dans le Maine,les deux aplanissements,le post-hercynien et l'infra-cénomanien,se recoupent sous un angle très faible.Sur l'étendue du Massif Ancien,la tranche enlevée ne peut être aisément calculée,puisqu'il faudrait connaître la part imputable à la mise en solution,mais ce que l'on sait de la sédimentation terrigène dans le Bassin anglo-parisien et la Manche suggère que cette ablation fut beaucoup plus faible qu'avant le Trias.

Le *Massif Ardennais* a connu une évolution identique: dans la région d'Avesnes,à l'Est d'une zone de flexure quasi permanente depuis le Crétacé moyen, une surface de regradation,dérivée de la surface infra-crétacée,s'est élaborée jusqu'au Lutétien (J.Sommé,1975).

Par rapport à ces massifs hercyniens,le socle calédonien gallois offre une histoire encore plus longue,puisque l'aplanissement initial s'est réalisé beaucoup plus tôt.Il faut en tenir compte pour interpréter les formations diverses qu'il porte (1).

°°°

(1) Dans le cas des socles calédoniens d'Ecosse septentrionale ou d'Irlande du NW,l'évolution morphologique a été différente,par suite d'une tectonique éogène associée à un magmatisme considérable qui ont introduit une discontinuité dans cette évolution (voir ci-dessous p.624).Il en résulte un étagement de surfaces d'érosion (A.Godard,1965; A.Reffay,1972).

B) LES CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES DE L'APLANISSEMENT FONDAMENTAL.

1) LES FORMATIONS CORRELATIVES.

Etant donné la durée de son évolution,l'aplanissement fondamental a connu de multiples systèmes morphogénétiques,sous des climats chauds,mais plus ou moins humides.Les formations corrélatives qu'il porte peuvent donc difficilement être rapportées à un épisode morphogénétique bien précis: elles représentent un bilan d'autant plus complexe que *la morphogenèse s'est exercée dans le même plan topographique ou dans des plans très voisins,depuis le Crétacé au moins,et parfois,depuis le Westphalien.*

- *L'altération isovolumétrique de la roche-mère* constitue le premier type de formation corrélative.La roche a perdu sa cohésion mais *gardé sa structure originelle* (1).Les filons sont encore en place,sans déformation.Les figures de sédimentation et joints de stratification sont nettement reconnaissables,ainsi que les fissures,fractures et microfailles.C'est le type de formation le plus largement répandu dans le Massif Gallois.On l'observe sur presque toutes les roches,avec cependant une prédilection pour les grès ou pour celles qui donnent des altérites poreuses à texture sableuse,comme les dolérites ou les diorites. Par contre,elles sont absentes des roches pélitiques (shales,mudstones,siltsto-

(1) Cela correspond aux *saprolites* des auteurs anglo-saxons (cf.Ollier,1969,p.120).

nes) dont l'altération fournit,dès le stade initial,un matériel très riche en argiles (voir le tableau n°10): l'imperméabilité bloque l'infiltration des eaux en profondeur (voir J.Tricart,1965,p.41 et 57).Lorsque des bancs gréseux sont interstratifiés avec des ardoises,cas fréquent sur le front NW de la Snowdonia (voir p.561),la différence de comportement des deux types de roche est spectaculaire,là où la surface topographique recoupe des couches fortement inclinées.

Dans les carrières où il est visible,*le front d'altération est toujours très irrégulier*.Nous n'avons jamais observé de front subhorizontal rappelant la "basal platform" de Linton (Linton,1955).Par exemple,sur la colline de Bolton, (Pembrokeshire central),le passage de la diorite précambrienne saine à l'arène se fait à des profondeurs extrêmement variables (voir p.205).Des pitons de roche cohérente,massive,peu diaclasée,subsistent entre de l'arène où les filons et les diaclases dessinent un réseau serré qui n'a subi aucune déformation.Le même type de front intéresse les dolérites des Clee Hills (voir p.529). L'influence de la fissuration sur la profondeur de la décomposition de la roche-mère est très nette.La structure prismatique de la dolérite transparaît dans la progression linéaire de l'altération: celle-ci s'enfonce en coins,sur plusieurs mètres,entre des panneaux de roche cohérente.Au-dessus du front d'altération, des noyaux de roche déjà décomposée,mais résistant à la pression du doigt,subsistent au milieu d'un matériel meuble à texture grossière où des éléments de la structure originelle sont conservés.

La grande carrière de Moons Hill,dans les Mendips orientales,permet d'étudier les premiers stades de l'altération de laves et de tufs andésitiques (voir p.403).Le passage de la roche saine à l'arène meuble ne se fait pas le long d'un front nettement défini,mais dans une zone intermédiaire: des formes sphéroïdales s'ébauchent à partir du réseau de diaclases.Ailleurs,la roche est quadrillée par un dense réseau de petites fissures de plus en plus ouvertes.A ce niveau,

N° de l'échantillon et localisation	Age de la roche-mère	% d'argile	% d'argile et de limon fin	% de sables
72-20 SO 149 861 Kerry Hill	Ludlow	20	70	9,5
72-25 SO 248 860 Clun Forest	Ludlow	30	70	6,3
72-38 SH 853 580 Moel Seisiog	Wenlock	40	90	8,5

Tableau n°10: ANALYSE TEXTURALE D'ALTERITES DEVELOPPEES SUR DES SHALES SILURIENS (1).

(1) Ces altérites ont de 40 à 80cm d'épaisseur.Elles passent très rapidement vers le bas à une formation de plus en plus caillouteuse,puis à la roche-mère.

la roche garde une certaine cohésion mais elle se casse facilement.On se trouve à une vingtaine de mètres de la surface topographique.

Au-dessus,la roche devient friable tout en conservant sa structure initiale.Les variations latérales de faciès et de cohésion sont brutales.Elles reflètent celles de la texture et de la perméabilité de la roche-mère.La limite inférieure de ce niveau d'altération n'est pas du tout parallèle à la surface topographique.L'épaisseur de l'arène est en moyenne de 15m,mais varie entre une dizaine et une vingtaine de mètres.

Des profondeurs de 10 à 15m pour la décomposition *in situ* de la roche ont été repérées assez souvent à Anglesey (voir p.176) et dans le Pembrokeshire, en particulier dans la presqu'île de St David's (voir p.197).

Il est intéressant de remarquer que *les plus fortes épaisseurs d'altération isovolumétrique coïncident avec des régions où la surface d'aplanissement a été réalisée très tôt et n'a subi,depuis,que l'ablation d'une tranche rocheuse négligeable ou très mince:* c'est le cas des plateaux d'Anglesey,de ceux de St David's ou des Mendips orientales (voir p.403).

La désagrégation des orthoquartzites du Millstone Grit est un phénomène analogue.La décimentation de la roche n'a pas détruit sa structure originelle et, bien que l'exploitation du matériel puisse se faire à la pelle mécanique,il n'y a pas eu de modification de volume.Là aussi,des profondeurs de plus de 10m sont fréquemment observées (voir p.279et suivantes).Le front d'altération est encore plus irrégulier que dans les cas précédents,avec un passage latéral souvent brutal de la roche saine,très résistante mécaniquement,à de l'arène sableuse.

De telles profondeurs d'altération,à partir d'un front très irrégulier, ne sont pas exceptionnelles ailleurs: dans le monde tropical,elles sont tout à fait courantes (cf.Ollier;1969,p.120; M.F.Thomas,1965).On en a signalé en milieu tempéré,par exemple dans le Massif Armoricain (cf. A.Guilcher,1948; Estéoule-Choux,1967; J.Vérague,1973).

En Bretagne occidentale,l'altération isovolumétrique a été suivie sur 40m,le long d'un réseau de fractures,dans des granites du Massif de St Renan (H.de la Roche et al.,1966).Dans le Bassin de Rennes,les schistes briovériens sont altérés sur plus de 20m et,vers le haut,la kaolinite devient prépondérante. Les phtanites de la baie de Fresnaye,en Bretagne septentrionale,donnent par altération une argile blanche à kaolinite dominante.Des faits analogues ont été mentionnés dans le Massif Central français (A.Godard,1972),le Massif de Bohême (Demek,1965) ou en Ecosse (D.Ball,1964; A.Godard,1965; Fitzpatrick,1963).

Dans ces régions,la puissance de telles altérations paraît incompatible avec les systèmes morphogénétiques actuels et elle a généralement été attribuée à un héritage pré-quaternaire (1).

Le processus d'altération essentiel est au départ l'*hydrolyse*.Il n'est pas spécifique des altérites tropicales (voir à ce sujet Dejou,1967; Seddoh,1973). Par contre,le *lessivage très intense de la silice*,qu'elle soit combinée ou sous forme de quartz,et *la néoformation de kaolinite* sont caractéristiques d'une *évolution géochimique de climat chaud et humide*,surtout lorsque la roche-mère ne contient pas ou très peu de feldspaths,ce qui est le cas des grès namuriens.

La kaolinite apparaît dès la zone d'altération isovolumétrique,sur la diorite de la colline de Bolton ou sur les andésites de la Moons Hill.Par contre, sur la dolérite de la Titterstone Clee Hill,la montmorillonite est le minéral

---

(1) Il faut cependant mettre à part certaines arènes sur roches granitiques qui ont pu se développer sous climat tempéré,à la faveur de circonstances structurales particulières (Cf.Dejou,Flageollet,Seddoh).

argileux quasi exclusif près du front d'altération (voir p.530).

Le mécanisme de l'*arénisation des orthoquartzites namuriens* implique la mise en solution de la silice cristallisée en quartz (voir p.280).L'apparition de kaolinite s'explique par la présence de micas dans la roche-mère.Par contre,les feldspaths sont généralement absents de ce Millstone Grit.On a vu que très souvent la décimentation des quartzites par mise en solution du quartz s'accompagne d'une ferruginisation des grains de quartz: les hydroxydes de fer (goethite essentiellement) s'incrustent dans les fissures et petites cavités de dissolution des grains de quartz et forment des agrégats ferrugineux.Ceci s'observe dès les premiers stades de l'altération et donne à la roche "pourrie" une teinte ocre ou rouille,contrastant avec la blancheur du grès sain.Cependant,dans le cas d'arènes sableuses très épaisses (plus de 10m),comme dans les sablières de Pen-y-Foel (voir p.451) ou de Pen Rhiw Ddu (voir p.301),le fer lui-même a été lessivé et les sables ont une pureté en silice très recherchée par l'industrie de la verrerie ou de la cristallerie.

Sur des roches très pauvres en feldspaths plagioclases,ou totalement exemptes de ces minéraux,ces altérations isovolumétriques impliquent suffisamment de chaleur et d'humidité pour qu'on ne puisse les considérer comme actuelles ou même comme interglaciaires.

- *Les paléosols* sont des formations corrélatives complémentaires mais plus rares que les altérites isovolumétriques.Développés aux dépens de ces dernières, ils sont toujours tronqués et *seule la base du profil initial subsiste*.Contrairement au cas précédent,la structure originelle de la roche a disparu.La texture est beaucoup plus fine,le pourcentage d'éléments colloïdaux ("argiles" granu-

lométriques) dépasse généralement 20%.La *kaolinite* est toujours présente dans la fraction fine et,*dans de nombreux cas,elle est dominante* (voir p.310).La plupart des roches mères concernées (Millstone Grit,grès de Drybrook,"Plateau Beds" du Vieux Grès Rouge,grès quartzitique du Westphalien) ne contiennent que très peu de feldspaths.La kaolinite est donc néoformée essentiellement à partir de l'altération des micas,ce qui implique des climats chauds et humides (1).

Ces paléosols représentent des formations nécessitant le même type de pédogenèse que les altérations isovolumétriques décrites précédemment,mais ils sont beaucoup plus fragiles: en raison de leur texture argilo-sableuse et de leur moindre cohésion,ils sont *aisément mobilisables par les processus d'érosion superficielle*.Il est possible qu'ils soient relativement récents et ne datent que de la fin de l'histoire de l'aplanissement fondamental.Les études récentes sur les altérites du Massif Armoricain (par exemple,Estéoule-Choux,1967) ou du Massif Central français ont montré que les *climats "tempérés-chauds" du Néogène restaient favorables à des altérations assez poussées*,quoique plus discrètes que celles de l'Eogène.On peut penser qu'à cette époque,le climat du Pays-de-Galles était presque aussi chaud et sans doute encore plus humide que celui du Massif Armoricain.Il n'est donc pas exclu que certains paléosols à kaolinite dominante ou abondante soient hérités du Miocène.

Les formations argilo-sableuses à kaolinite,piégées dans des cavités karstiques ou fossilisant des formes karstiques superficielles (carrières de Trefil ou du Vale of Glamorgan,par exemple) ont des propriétés identiques à celles des paléosols en place.Elles témoignent de la mobilisation de ceux-ci,lors des épisodes rhexistasiques (voir p.328).

Elles sont comparables au sidérolithique de transport des bordures du

---

(1) En milieu tempéré,l'hydrolyse des feldspaths plagioclases peut aboutir à une formation rapide et massive de kaolinite (Seddoh,1973).

Massif Armoricain.Bien qu'incomplets,ces paléosols sont des témoignages relativement précis de pédogenèses anciennes.Au sens propre,on ne peut les qualifier de *ferrallitiques* puisque l'*alumine libre est presque toujours absente* (1). Il s'agirait plutôt de sols *ferrugineux tropicaux*.Cependant,la nature quartzeuse de la plupart des roches mères sur lesquelles ils se développent explique peut-être l'absence de gibbsite.Il ne faut donc pas en tirer de conclusions trop précises sur le climat ambiant,car la mise en solution des quartz du Millstone grit suppose,à l'inverse,un drainage abondant (2).

Altérations isovolumétriques épaisses et paléosols à kaolinite impliquent une *pédogenèse de type tropical qu'il est finalement impossible de dater:* pour les premières surtout,il est vain de vouloir apprécier ce qui revient au Jurassique,au Crétacé ou à l'Eogène,car la pédogenèse s'est exercée pendant toute cette période *dans le même plan,celui d'une surface fondamentale qui s'est constamment entretenue,moyennant l'ablation d'une tranche rocheuse très mince.*

Cela explique l'exceptionnelle épaisseur des altérites dans les régions qui n'ont pas été très soulevées au Néogène.L'altération physico-chimique a certainement été interrompue à plusieurs reprises par des crises climatiques dont nous connaissons l'existence dans les régions voisines (3).Elles ont pu provoquer l'ablation des horizons superficiels des profils mais,dans certains secteurs au moins,cette érosion superficielle a dû respecter la zone mieux struc-

(1) Sur l'Halkyn Mountain,de la gibbsite a été décelée aux rayons X,sur des échantillons d'altérites argileuses dérivées de shales ou de phtanites namuriens (P.T.Walsh et E.H.Brown,1971).

(2) Sur les leucogranites de Haute Vienne et du Cantal,la gibbsite représente près de la moitié du complexe d'altération (Dejou,1968 et 1970).Par contre,dans le Massif Armoricain,cet hydroxyde d'aluminium n'a pas été observé (J.Estéoule-Choux,1967),sauf dans quelques cas,comme sur le granite d'Athis (Vérague,1973).

(3) Voir par exemple les enseignements tirés des flores et des silicifications dans le Bassin Parisien (cf.C.Klein,1975).

turée des altérations isovolumétriques (1).

2) LES RELIEFS RESIDUELS.

Là où elles atteignent leurs épaisseurs maximales (Anglesey,Pembrokeshire),les *altérites sont associées à des reliefs résiduels* coïncidant exactement avec l'affleurement de *roches particulièrement résistantes à l'altération chimique*,du fait de leur composition minéralogique (quartzites précambriens du Mynydd Bodafon,felsite de la Parys mountain dans l'île d'Anglesey,rhyolites précambriennes du Wrekin) ou de leur perméabilité (dolérites et gabbros de la presqu'île de St David's).

La base de ces inselbergs n'a pas reculé par rapport aux limites lithologiques,que ce soit au contact des gabbros et des shales ordoviciens de la presqu'île de St David's (voir p.197) ou au contact des métaquartzites précambriens (Mynydd Bodafon) et du Vieux Grès rouge.Dans ce dernier exemple,les deux petites carrières du flanc SE de la colline montrent clairement que l'inselberg quartzitique a été dégagé des altérites épaisses développées sur le Dévonien sus-jacent (voir p.175).De telles formes d'altération différentielle ont été décrites en Ouganda (Ollier,1960) et au Nigéria (M.F.Thomas,1965).Elles résulteraient d'une simple *dénudation de masses cohérentes,par ablation des altérites meubles formées tout autour.*

(1) Le problème posé par l'interprétation des "roches malades" du Massif Armoricain est analogue."Il existe des altérites dans le plan des deux grandes surfaces d'aplanissement fossiles des bordures du Massif Armoricain (les surfaces posthercynienne et infra-cénomanienne),et les circonstances de leur élaboration se sont,de nouveau,trouvées réunies à différentes époques du Tertiaire jusques et y compris au Pliocène" (C.Klein,1975,p.479).

Pour Thomas,il faut envisager,*simultanément* plutôt que successivement, une puissante altération chimique approfondissant la zone de roche pourrie et une ablation superficielle des altérites.La vitesse relative de l'ablation et de l'altération profonde détermine la topographie de surface.Chaque épisode de dénudation accentue les reliefs résiduels et accélère,par voie de conséquence, l'altération chimique au pied de ceux-ci où se concentrent les eaux de ruissellement (cf.M.F.Thomas,1974; Twidale,1976).

Les inselbergs d'Anglesey ou du Pembrokeshire n'offrent que des *volumes assez modestes* avec des dénivellations rarement supérieures à 60m.Le mécanisme invoqué par M.F.Thomas paraît compatible avec de tels reliefs,dont l'origine est souvent ancienne: le Mynydd Bodafon,par exemple,constituait déjà un inselberg lorsque les conglomérats du Vieux Grès Rouge se sont mis en place.

La puissance des altérites et la permanence de quelques inselbergs de résistance sont deux phénomènes complémentaires qui s'expliquent bien si l'on tient compte de l'énorme durée de l'évolution continentale qu'ont connue ces régions et de leur remarquable stabilité tectonique depuis le Mésozoïque au moins.

Les tors sont des formes comparables à ces inselbergs,mais d'échelle différente: leur taille est de l'ordre de quelques m^3 en général.Au sein d'un affleurement donné,ils correspondent à des noyaux de roche saine,c'est à dire à une *remontée brutale du front d'altération*.Au Pays-de-Galles,on les trouve surtout dans les rhyolites (sur les collines de Treffgarne,dans le Pembrokeshire,ou sur le Wrekin),dans les andésites (Garn Turn Rocks,dans le Pembrokeshire) ou dans des dolérites (Mynydd Prescelly).Dans les roches sédimentaires,les tors se localisent uniquement sur les affleurements de Millstone Grit (Plateau de Blorenge),

ou de Grès de Pennant (Bassin Houiller méridional),mais là,ils sont exceptionnels.

Les tors se concentrent dans des secteurs qui ont été suffisamment soulevés au Néogène pour provoquer une dénudation rapide des noyaux de roche saine. Généralement,les altérites aux alentours sont minces.Leur présence révèle une évolution morphotectonique récente différente de celle des inselbergs.Ils correspondent,en fait,à une dégradation de l'aplanissement fondamental.

3) CONCLUSIONS SUR LES MODALITES DE L'APLANISSEMENT.

Les altérites jalonnant la surface fondamentale reflètent l'influence de systèmes morphogénétiques de type tropical.La formation des inselbergs par altération différentielle et leur mode de dégagement nous renseignent sur les modalités de l'aplanissement: elles sont *incompatibles avec des processus de pédiplanation par recul de versants raides parallèlement à eux-mêmes.* Elles impliquent un *abaissement de la topographie sur elle-même.*

Etant donné leur volume modeste,le dégagement des inselbergs nécessite un abaissement de l'ordre de quelques dizaines de mètres seulement.Par ailleurs, les systèmes d'écoulement,qu'ils soient étalés ou concentrés,selon le type de couverture végétale du moment,étaient forcément peu puissants puisque l'énergie du relief était très faible.

On peut donc envisager deux types de mécanismes pour l'abaissement de la surface topographique:

a) Une mobilisation lente de la partie superficielle des sols ou des altérites par des processus d'érosion aréolaire,associés ou non à un système de vallées évasées.

b) Une perte de substance par mise en solution et évacuation des éléments les plus mobiles (bases,silice...),entraînant dans les horizons supérieurs des profils,un tassement de l'ensemble.

Le dégagement des inselbergs,l'abaissement de la surface topographique sur elle-même s'expliquent aisément,car *il ne s'agit,en fait,que de l'entretien d'un aplanissement et non de la naissance de celui-ci*. Le problème se poserait en des termes très différents pour la réalisation d'un aplanissement aux dépens d'un relief accidenté à forte énergie.

L'allure topographique de la surface fondamentale du Massif Gallois, avant les premières grandes déformations tectoniques néogènes,est difficile à reconstituer avec précision puisque,nulle part,cette surface n'a été fossilisée puis exhumée.Le plus souvent,les éléments de surface actuellement conservés en position d'interfluve portent des modelés de rajeunissement lent mis en place en même temps que les mouvements du sol,au Néogène (voir ci-dessous,p.633).

Les seuls endroits où la topographie originelle risque de s'être maintenue à peu près intacte sont ceux qui n'ont pas subi de surrection notable depuis le début du Néogène et qui n'ont pas non plus été recouverts par les glaces quaternaires.Les environs de la Sweeney Mountain,au SW d'Oswestry,seraient l'un de ces lieux privilégiés (voir ci-dessus p.494 et fig.113).

On y trouve le Millstone Grit arénisé sur plusieurs mètres de profondeur avec des chaos de boules et des noyaux de roche saine encore ennoyés dans une gangue d'arènes sableuses.L'ablation superficielle n'a pas été suffisamment rapide,par rapport à l'altération,pour permettre le dégagement de tors.Il suffirait de peu de chose pour qu'ils apparaissent nettement dans le paysage.A un kilomètre de là,une légère cuvette se dessinait dans la topographie,où un calcaire silicifié était altéré,en milieu légèrement hydromorphe: la kaolinite est dominante mais la montmorillonite se formait également (voir tableau n° 8).

L'ensemble de ce secteur offre donc l'image d'une *pénéplaine légèrement ondulée et vallonnée*,où les conditions géochimiques de l'altération connaissaient des variations notables par suite du système de pentes ainsi créé.C'est ce type de paysage qui paraît le mieux correspondre à celui de la surface fondamentale du Pays-de-Galles,avant les premières grandes déformations du Néogène (1).

Des *modelés originaux* se sont mis en place sur les affleurements de calcaire carbonifère (*pitons et tourelles de Trefil,lapiés géants de la Forest of Dean)* et surtout sur les orthoquartzites du Millstone Grit: de grosses *dolines* sont nées de l'effondrement de masses gréseuses,le long des diaclases ou des fractures.D'après notre analyse,le mécanisme déclenchant l'effondrement était l'ameublissement du grès au niveau de certains bancs,provoqué par la mise en solution de la silice des quartz et son évacuation par des drains souterrains.La présence du calcaire sous le Millstone Grit ne serait intervenue dans le processus,qu'une fois les dolines déjà formées: celles-ci créaient des point d'infiltration privilégiés pour les eaux de surface,facilitant la dissolution du calcaire immédiatement sous-jacent.Les dolines ont donc continué à fonctionner même lorsque le milieu climatique n'était plus propice à l'évacuation massive de silice (cf.2ème Partie,chap.II,p. 315 et 322).

---

(1) Sur la notion de pénéplaine,voir ci-dessus p.304.

Actuellement la surface topographique recoupe indifféremment les paléosols,la roche "pourrie" ou la roche saine,lorsque celle-ci correspond à des shales,des ardoises ou à d'autres roches peu résistantes.*La surface est donc apparemment indépendante du front d'altération.*

La même chose est couramment observée en milieu tropical (cf.Ollier, 1969,p.209).La surface topographique est fonction du niveau de base général (ou régional,dans le cas d'un système endoréique) et évolue parallèlement à l'enfoncement des vallées.L'approfondissement du front d'altération dépend,au contraire,avant tout de la perméabilité du matériel,qu'elle soit déterminée par sa porosité ou par sa fissuration.Des poches de roche pourrie peuvent se développer bien au-dessous du niveau des talwegs (cf.Ollier,1969,p.210).

L'affleurement de roches saines dans le plan de la surface fondamentale implique,dans un stade final, une ablation superficielle plus rapide que l'altération chimique.La dénudation a concerné plus particulièrement les pélites (shales,ardoises,mudstones...) où le passage de la roche saine à un matériel argileux était brutal.Cet épisode final d'érosion superficielle est,pour l'aplanissement fondamental,une forme de dégradation.C'est une conséquence de la tectonique néogène dont il faut maintenant étudier le style et les effets sur le modelé et le relief.

°°°

CHAPITRE 2. LA TECTONIQUE NÉOGÈNE.

Les effets des déformations tectoniques récentes sont apparus tout au long de l'étude régionale.Leur style,leur ampleur et leurs conséquences morphologiques donnent au Pays-de-Galles une indéniable originalité parmi les massifs anciens du monde calédonien ou hercynien.

°.°

A) L'ÂGE ET LE STYLE DES DÉFORMATIONS.

Les premières manifestations orogéniques post-hercyniennes qui aient laissé des traces dans le Massif Gallois sont les *dykes doléritiques de la région d'Anglesey*.De direction NW-SE,ils se rattachent au même épisode magmatique qui a vu l'extrusion des basaltes d'Antrim et l'intrusion de granites (Mourne en Irlande,Red Hills dans l'île de Skye,Lundy à l'Ouest du Canal de Bristol).Les datations isotopiques révèlent deux phases de mise en place: la première vers 61 millions d'années,la deuxième à 50-55 millions d'années (Fitch et al,in Wood, 1969,p.23-45).

Ce réseau de dykes parallèles résulte d'une distension qui,à Anglesey, fut moins forte que dans les Hébrides ou qu'en Antrim où ils étaient associés à d'importantes extrusions.Contrairement à ce que suggère T.N.George,il n'est pas nécessaire de supposer une épaisse couverture au-dessus de la surface topographique actuelle,lors de leur mise en place,et encore moins une nappe extrusive de basalte recouvrant toute la région (T.N.George,in T.R.Owen,1974,p.349).L'exemple actuel de l'Islande montre qu'en régime de distension un réseau de fissures ouvertes,post-glaciaires,est rempli de magma basaltique sans que cela s'accompagne obligatoirement de phénomènes extrusifs (cf.Mattauer,1973,p.147).Le refroidissement du magma peut se faire dans la fissure même.

Le fait que ces dykes se situent aujourd'hui dans le plan de la surface fondamentale n'implique donc pas,depuis leur mise en place,l'ablation d'une tranche épaisse de matériel.

A l'échelle du Massif Gallois,ces petites intrusions constituent un phénomène mineur,sans véritable signification tectonique pour l'ensemble du Pays-de-Galles,alors qu'en mer d'Irlande,au contraire,cette distension a peut-être contribué à accentuer le compartimentage structural amorcé dès le Permo-Trias (Dobson et al,1973).

Les déformations,parfois de grande ampleur,mises en évidence par l'analyse régionale,sont plus tardives mais leur datation précise est difficile,car on manque de repères stratigraphiques.Les arguments qui plaident en faveur d'un âge Néogène sont avant tout d'ordre morphologique,mais ils sont remarquablement confortés par les résultats des recherches géophysiques et géologiques en mer d'Irlande.

Trois types de critères morphologiques ont été développés dans l'étude régionale:

a) La fraîcheur des formes nées de la tectonique.

Elle est particulièrement remarquable quand elle concerne des roches peu résistantes.Ainsi,le rebord oriental du Vale of Clwyd est-il un escarpement de faille originel dont les facettes sont nettes,bien qu'il soit taillé dans des shales siluriens.Les bancs gréseux intercalés ne suffisent pas à expliquer la raideur des versants (voir p.435).

Au Sud de Shrewsbury,l'escarpement de faille de Lyth Hill ne paraît pas avoir reculé sensiblement par rapport au plan de fracture.Sur le versant, la roche est broyée et parfois mylonitisée (voir p.516).

Le flanc SW du Long Mynd est également une forme originelle,très proche du plan de faille.Les mêmes grauwackes affleurent au sommet et au pied de l'escarpement (voir p.525).

Dans deux cas,il a été suggéré que des failles avaient pu rejouer au Pleistocène: au Nord du Long Mynd,près de Woolstaton (voir p.526) et à l'Est de la Clwydian Range,près de Llandegla (voir p.467).

La fraîcheur des formes de relief est un critère valable essentiellement pour les escarpements de faille.Dans le cas de déformations plus souples,il ne peut être utilisé aussi aisément puisque,dès l'origine,la tectonique a pu créer des profils assez mous.Par contre,*l'allure du réseau hydrographique,la vigueur de l'incision linéaire* sont des critères à ne pas négliger.Ainsi,l'encaissement très prononcé des vallées du Bassin Houiller méridional,dont le tracé est d'ailleurs conforme aux déformations de la surface fondamentale,laisse supposer que le soulèvement de ce bloc par rapport aux plateaux du Vale of Glamorgan,est un évènement tectonique très récent: fini-Pliocène ou Quaternaire ancien.

De même,l'allure des vallées naissant sur les Mendips et s'incisant sur

leurs flancs avec une *pente qui s'accroît d'amont en aval*,est un argument en faveur d'une surrection récente de l'axe des Mendips (voir p.412).

b) L'incapacité de l'érosion différentielle à corriger les effets de la tectonique.

Au cours de l'étude régionale,il a été souvent observé que des sédiments peu résistants étaient en position topographique culminante,alors que du matériel beaucoup moins fragile affleurait en contrebas.Les exemples de telles anomalies abondent:

-Les mudstones,shales ou ardoises ordoviciennes des Mynydd Prescelly se trouvent à des altitudes bien plus élevées que les quartzites,rhyolites et grès siliceux du Pembrokeshire occidental (voir p.214).

-Dans le Nord d'Anglesey,les shales affleurant sur le Mynydd Eilian dominent un bas plateau tronquant des bancs gréseux massifs appartenant au "Mona Complex" (voir p. 182 et fig. 46).

-Le long du Grand Escarpement du Sud Galles,l'échelle de résistance est incapable d'expliquer la position topographique des diverses formations lithologiques.Le front de l'escarpement est taillé à l'emporte-pièce dans les affleurements du Paléozoïque supérieur (voir p.287) et le recul plus rapide de l'escarpement dans les "Brownstones" du Vieux Grès Rouge inférieur n'a presque pas altéré la rigidité de son tracé d'ensemble (fig.69).

-Là où il atteint sa plus grande vigueur,le front septentrional du Bassin Houiller méridional correspond à des shales "armés" d'un mince banc de grès quartzeux,dominant au Nord un plateau qui recoupe les grès-quartzites du Westphalien inférieur,les "Farewell Rocks" (voir p.341et fig.81,coupe 1).

-Dans la région du Cader Idris,les dispositions contraires aux "lois" de l'érosion différentielle sont nombreuses (voir p.574 et fig.133).C'est ainsi que

des mudstones ou des shales affleurent sur le sommet de l'escarpement principal et sur les hautes surfaces du Mynydd Pencoed (fig.134).

-Plus au Nord,citons encore le cas des collines d'ardoises des Moelwyn Mawr et Moelwyn Bach,plus élevées que les rhyolites de l'Yr Arddu (fig.132,coupe 4).

La jeunesse de beaucoup d'escarpements est également suggérée par la *présence de formations meubles ou peu cohérentes plaquées contre le versant*.L'érosion aurait dû les déblayer si elle avait été en action depuis longtemps:

-Les brèches triasiques à éléments calcaires ou les siltstones peu résistants du même âge qui flanquent l'escarpement de Grès de Pennant,sur le rebord Sud du Bassin Houiller (voir p.92) prouvent que le versant,qui n'existait pas au Trias,n'a pas reculé sensiblement depuis sa mise en place par flexuration de la surface fondamentale.Un cas analogue,mais d'ampleur moindre,a été signalé au Sud de la Forest of Dean (voir p. 384 et fig.91,coupe 12).

-Sur les flancs des Mendips centrales (fig.97),les brèches du Keuper à ciment calcaire,sont restées plaquées contre le versant raide,parfois jusqu'au sommet (voir p.408).Sous les climats tropicaux chauds et souvent humides de l'Eogène,ce type de formation conglomératique aurait été vite dégagé et mobilisé par les agents d'érosion.Un raisonnement similaire montre que le versant NW du Wrekin,tapissé de brèches du Bunter,n'a pratiquement pas reculé.

-Sur le front NW de la Snowdonia,c'est la présence d'altérites sableuses dérivées des bancs gréseux interstratifiés dans les ardoises qui permet d'envisager un âge récent pour cet escarpement (voir p.561).

Dans le même ordre d'idées,le fait que des arènes sableuses épaisses coiffent le front de certains escarpements suggère,comme il a été dit dans l'étude régionale (voir p.389) que la reprise d'érosion consécutive aux déformations épeirogéniques a eu lieu sous climat froid,donc au Quaternaire au plus tôt.

c) Une datation par rapport à certains épisodes morphogénétiques a été obtenue dans plusieurs secteurs grâce à l'analyse morphologique.

Dans le Vale of Glamorgan,par exemple,le remplissage des cavités karstiques,telles que celles des carrières de Stormy Down,est probablement antérieur à la mise en place de l'escarpement de Grès de Pennant du rebord Sud du Bassin Houiller: dans le matériel piégé,les fragments de Grès de Pennant sont absents, alors que les éléments provenant du Millstone Grit ou des grès du Westphalien inférieur sont abondants (voir p.271).

Dans la région de Merthyr Tydfil et du Mynydd Llangynidr,certaines failles et flexures existaient déjà avant la liquidation brutale des sols tropicaux et la fossilisation des formes karstiques de Trefil ou de Twynau Gwynion, mais les déformations majeures responsables du relief montagneux des Brecon Beacons,de la Fforest Fawr et de la Black Mountain sont postérieures.

En Forest of Dean,les principaux mouvements sont également postérieurs au remplissage des cavités du Great Dovard (voir p.381).

Dans le Nord-Est du Pays-de-Galles,la surrection de la Clwydian Range a débuté avant la liquidation des sols profonds à kaolinite et le piégeage de ce matériel dans les fissures du calcaire,mais les mouvements tectoniques se sont poursuivis après cet événement,avec des rêaménagements dans certains secteurs jusqu'au Pleistocène (poljé de Llandegla,par exemple,voir p.467).

Au Sud du Cader Idris,les dernières grandes dislocations de la surface fondamentale ont désorganisé sérieusement un réseau hydrographique installé au plus tôt à la fin du Néogène ou au Pleistocène ancien (voir p.579).

L'utilisation de divers critères morphologiques permet donc d'établir,

dans chaque secteur,une chronologie relative où les principales phases tectoniques sont datées par rapport à des épisodes morphogénétiques.Certains de ceux-ci ont une *valeur générale pour l'ensemble du Massif Gallois,parce qu'ils ont été provoqués par des mécanismes bioclimatiques.*

Le plus intéressant est,sans conteste,*la liquidation brutale de sols tropicaux formés dans le plan de la surface fondamentale*.Cet événement brutal de type *rhexistasique*,repéré partout où les affleurements de calcaire carbonifère ont permis le piégeage du matériel,est lié à une aridification du climat et implique des systèmes d'écoulement largement étalés,semi-boueux.Le matériel ne montre ni triage,ni façonnement par l'eau (1).

Cette dénudation rhexistasique est plus ancienne que les épandages caillouteux dont il reste des témoins dans deux régions non glaciées au Quaternaire: le Pembrokeshire méridional (voir ci-dessus p.225) et les Mendips orientales (voir p.403).Ces cailloutis sont eux-mêmes *antérieurs à l'incision des vallées mais postérieurs à une ou plusieurs transgressions marines* qui ont,en particulier,submergé une grande partie du Pembrokeshire,sans en modifier le relief (voir p.230)(2).

---

(1) On pourrait objecter que le matériel de remplissage des diverses cavités karstiques n'a peut-être pas été mis en place au cours de la même période rhexistasique,puisque ces cavités sont restées très proches du même plan topographique pendant tout le Cénozoïque au moins.Le fait est même certain dans le Vale of Glamorgan,la région de Chepstow ou sur les Mendips; mais ceci ne contredit pas notre raisonnement,selon lequel le dernier grand épisode rhexistasique,le seul qui nous intéresse ici,a été nécessairement enregistré par les cavités karstiques,là où le calcaire carbonifère affleurait.

---

(2) Il n'y a malheureusement aucun moyen d'établir une corrélation entre ces épisodes marins et les transgressions helvétienne et redonienne du Massif Armoricain.

S'il était possible de connaître l'âge de l'épisode rhexistasique ayant déclenché une mobilisation généralisée des sols tropicaux sur l'ensemble du Massif Gallois,on pourrait,par voie de conséquence,dater les principales déformations tectoniques dans chaque région.Or,*une crise climatique de cette envergure a nécessairement une extension qui dépasse largement les limites du Pays-de-Galles*.La comparaison avec les régions voisines s'impose donc.

Dans le Sud des Pennines (Derbyshire),des sédiments fluviatiles ou lacustres,connus sous le nom de *Formation de Brassington*,sont conservés dans de larges poches de dissolution du calcaire carbonifère (Ford et King,1968; Boulter et al,1971; Walsh et al.,1972).

Ce sont des sables avec des lits de graviers roulés,à la base,surmontés d'argiles marbrées puis grises,au sommet.Ces sédiments présentent une *stratification nette*,déformée vers le fond des poches car ils sont descendus verticalement au fur et à mesure de la subsidence karstique,après la sédimentation.Les sables et graviers paraissent dériver originellement du Trias ou du Millstone Grit (shales ou grès),mais ils remanient des altérites formées sur ces roches-mères.La fraction argileuse est *riche en kaolinite.La gibbsite peut constituer jusqu'à 10% du total*,dans les argiles grises supérieures.L'agent de sédimentation des sables est de type fluviatile,car la stratification est nettement entrecroisée.Au-dessus,les argiles seraient lacustres.

Les caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques de la Formation de Brassington suggèrent *le remaniement de sols ou d'arènes par des systèmes d'écoulement largement étalés:* le même matériel est conservé dans une soixantaine de poches,disséminées à la surface de l'affleurement calcaire.La superposition des sables et des argiles n'est pas toujours nette,cependant,et dans certains cas,il semble que des cavités préexistantes ont été remplies par du matériel

argileux (T.Ford et King,1968).

Les sables et graviers inférieurs indiquent une assez grande compétence de l'agent de transport.Dans le fond des poches et sur leurs parois,il est fréquent de retrouver des blocs de Namurien très altérés et même,parfois,des shales en place,altérés sur un mètre d'épaisseur (Walsh et al.,art.cité).

Tout ceci présente beaucoup d'affinités avec les matériaux de remplissage des poches de dissolution,étudiés sur les affleurements calcaires du Massif Gallois.La superposition argiles sur sables et graviers est cependant un fait spécifique du Derbyshire.Elle est difficilement compatible avec l'hypothèse de Walsh d'un cycle unique de sédimentation et suggère plutôt la *succession de deux séquences sédimentaires distinctes,sableuse puis argileuse,séparées par une phase d'altération chimique sur les bassins-versants.*

La gibbsite pourrait provenir de l'altération des feldspaths,abondants dans le Millstone Grit des Pennines (1).

La formation de Brassington est particulièrement intéressante car *les argiles grises supérieures contiennent une flore fossile que l'on a pu dater du Miocène supérieur- Pliocène inférieur* (M.Boulter et Chaloner,1970; Boulter,1971). Le climat était humide et assez chaud.

D'après les descriptions et analyses qui ont été publiées sur ces dépôts,on peut légitimement rapporter les sables et graviers inférieurs au même épisode rhexistasique que celui qui a provoqué le remplissage des poches du Massif Gallois.Ils correspondent à un stade avancé de liquidation des sols tropicaux formés antérieurement,lorsque l'érosion superficielle s'attaquait aux arènes et à la roche "pourrie".Le stade initial n'est représenté que dans les fissu-

(1) Rappelons qu'il existe deux "provinces" sédimentaires distinctes pour le Millstone Grit: celle des Pennines est caractérisée par l'abondance des feldspaths,alors que celle du Massif Gallois en est privée.

res et cavités préexistantes où un remplissage argileux non stratifié,très semblable à celui des poches galloises,est observé.

La datation des argiles grises supérieures fixe l'*âge minimum de cet événement (Miocène supérieur?)*,mais il peut être un peu plus ancien,puisqu'un intervalle plus ou moins long,marqué par la reprise de l'altération chimique sur les bassins-versants,sépare les sables inférieurs et les argiles sommitales.

Dans le Bassin Parisien,le dernier épisode rhexistasique important se place au *Burdigalien supérieur* (C.Klein,1975,p.560).L'intense érosion mécanique qu'il a déclenchée a provoqué l'épandage des sables granitiques dans les bassins de la Loire et de la Seine.Amorcé par des déformations tectoniques épeirogéniques intéressant surtout le Massif Central,celui-ci a été considérablement renforcé par une *aridification brutale* du climat au Burdigalien supérieur.Ensuite, la façade atlantique de l'Europe aurait conservé,*de l'Helvétien au Reuvérien compris,une "ambiance climatique tempérée-chaude"* (C.Klein,ouvr.cité,p.676-677). Pendant toute cette période,la végétation était une forêt mixte associant espèces subtropicales et boréales.

Comme il y a tout lieu de croire que l'évolution climatique du Pays-de-Galles,au moins dans ses tendances générales,fut identique à celle de l'Ouest du Bassin Parisien et,*a fortiori*,à celle du Derbyshire,il est *légitime d'établir une corrélation entre la rhexistasie burdigalienne du Bassin Parisien et celle qui provoqua la liquidation des altérites dans le Massif Gallois et les Pennines méridionales*.Une telle datation est parfaitement compatible avec le schéma chronologique établi à partir de l'analyse morphologique (voir les tableaux 12 et 13) p.654 et 655.

Dans cette hypothèse,les cailloutis quartzeux du Pembrokeshire méridio-

nal et des Mendips orientales,témoignant d'un brusque accroissement de la compétence des agents de transport,seraient contemporains du premier grand refroidissement du climat à la fin du Reuvérien.On sait qu'à cette époque,il y a en Europe Occidentale,un recul spectaculaire et définitif des espèces thermophiles (G.Depape,1928;C.Klein,1975,p.709).Dans le Massif Armoricain,les sables rouges pliocènes fossilisent une topographie déjà très différenciée et sont fréquemment surmontés,"soit par ravinement,soit en continuité apparente de stratification" par des cailloutis quartzeux que C.Klein a récemment décrits (C.Klein, 1975,p.655-668).Cet auteur les attribue "à un véritable bouleversement dans les conditions du travail de l'érosion",consécutif à la rhexistasie fini-pliocène.

La similitude probable de l'évolution climatique,de part et d'autre de la Manche,justifie,là encore,une corrélation entre cet événement armoricain et les épandages de même style repérés dans le Massif Gallois.

Ces rapprochements avec des régions voisines paraissent d'autant plus valables qu'ils aboutissent à une *chronologie tout à fait compatible avec les données géologiques récemment acquises en mer d'Irlande*,plus particulièrement en baie de Cardigan.En effet,l'analyse régionale a montré que,dans certains secteurs,des déformations majeures ont suivi l'épisode rhexistasique présumé burdigalien.Or,on sait désormais que le Pays-de-Galles septentrional et occidental a été intéressé par des mouvements tectoniques importants,au moins depuis le Miocène,et que *des gauchissements,flexures ou cisaillements,se sont poursuivis,parfois,jusqu'au Pleistocène* (Dobson et al,1973; voir aussi 2ème Partie, chap.3).

Rappelons les principaux enseignements des campagnes géophysiques en mer d'Irlande et,surtout,ceux du sondage profond de Mochras (cf.supra p.549 ; voir aussi fig.125):

- Le soulèvement de la Snowdonia et de la presqu'île de Lleyn,depuis *une charnière de socle majeure d'orientation SW-NE*,s'est amorcé au *Miocène,âge probable des argiles à lignite* reposant sur le Lias du sondage de Mochras.Le système de pentes faisait converger le drainage vers la Baie de Tremadoc.*La surrection du dôme de Harlech est plus tardive:* le fonctionnement de la faille de Mochras ne s'est pas accompagné d'un abrupt topographique notable tant que se déposaient les argiles à lignite.Par contre,des reliefs énergiques étaient nés,lors du dépôt des argiles pleistocènes.

- Dans le Sud de la mer d'Irlande,*des bassins sédimentaires circonscrits par des failles ou par de gigantesques flexures ont continué à s'approfondir jusqu'au Néogène et même jusqu'au Pleistocène:* "Central Irish Sea Basin",Bassin du Canal St George,Bassin de la Baie de Tremadoc (fig.125).Ces bassins sont délimités vers le SSE par *une charnière structurale majeure,la "faille" de Bala* dont l'activité s'est poursuivie jusqu'au Pleistocène:

1) Dans le secteur de Tal-y-Llyn,la zone de broyage engendrée par le décrochement sénestre n'existait pas au moment de l'installation du réseau hydrographique,c'est à dire probablement à la fin du Néogène ou au début du Pleistocène inférieur.

2) En baie de Cardigan,la "faille" de Bala,fonctionnant en décrochement, a déplacé des failles affectant des sédiments néogènes (Dobson et al.,1973).

- L'estuaire du Mawddach suit l'axe d'un décrochement qui a déplacé la faille de Mochras sur une distance de 6km.Comme celle-ci a probablement rejoué au Quaternaire ancien ou au Néogène supérieur,on voit que de tels cisaillements sont très récents.

Il n'est plus possible de considérer cette marge atlantique comme un monde stable au Plio-Pleistocène.C'est une conclusion identique à celle de C. Klein pour le Massif Armoricain où les ultimes manifestations tectoniques sont

probablement plio-pleistocènes (C.Klein,1975,p.683).Dans le Massif Gallois,*les mouvements du sol plio-pleistocènes,loin d'être de simples réaménagements de détail,ont pu,comme dans la région du Cader Idris,influencer le relief de façon décisive*.On ne peut donc pas réduire la tectonique néogène,comme on l'a fait souvent,à un simple bombement épeirogénique dissymétrique,d'âge miocène ou oligo-miocène (cf.T.N.George,1974).Il y eut une série de déformations *étalées dans le temps*,n'intéressant que quelques secteurs à la fois,*avec un style et une ampleur variables d'un lieu à l'autre (1)*.

°.°

Le style des déformations dépend de deux facteurs principaux:
a) La nature moyennement ou peu rigide du matériel.Elle engendre une tectonique de socle où *les déformations souples (bombements,flexures) sont plus fréquentes que les cassures*.

Dans le Massif Gallois,on a vu que les roches cristallines étaient très peu représentées.La rigidité est d'origine mécanique (sédiments pré-calédoniens

(1) En Grande-Bretagne,cette mobilité tectonique,au Pleistocène,n'a pas été l'apanage du seul Massif Gallois.Le secteur de la baie de Liverpool aurait subi une surrection de 6m,durant les 6500 dernières années,tandis que la région s'étendant entre Humber et Tamise se serait effondrée au même rythme (Churchill, 1965).Quant au Weald,son soulèvement en dôme se serait poursuivi pendant tout le Pleistocène (Collette,1971,Report 70/15,I.G.S.).

plissés et affectés d'une schistosité) ou lithologique (épaisses séries de grès quartzitiques ou de conglomérats quartzeux,très compétents,du Namurien ou du Westphalien,par exemple).

Dans l'ensemble,l'induration mécanique a été beaucoup plus poussée au Nord du Pays-de-Galles qu'au Sud,où les strates ont été simplement basculées, parfois.Cependant,même en Snowdonia et en Arvon où les contraintes tectoniques, en régime de compression,ont été assez fortes pendant l'orogénie calédonienne, la rigidité du socle est moins nette que dans la plupart des autres massifs anciens où le *niveau structural inférieur* (au sens des tectoniciens; cf.Mattauer, 1973,p.185) est beaucoup plus largement exposé dans le plan de la surface topographique.D'autre part,l'abondance des roches pélitiques (shales,ardoises) fournit un matériel peu compétent qui,même plissé,est susceptible de se déformer sans se casser.

Ainsi,par ses propriétés mécaniques,le Massif Gallois se présente-t-il comme un *socle assez plastique*,caractérisé par la fréquence des déformations souples,en bombements dissymétriques associés à des flexures dont la flèche peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

b) Le mécanisme tectonique des déformations est le deuxième facteur décisif.*Il s'agit essentiellement de mouvements verticaux*,en relation avec des phénomènes se produisant dans le manteau supérieur (cf.Mattauer,1973,chap.16).

Dans beaucoup de cas,on ne distingue pas de distension ou de compression nette (1).Comme ces déformations ne modifient pas sensiblement la structure

(1) Il faut cependant mettre à part le graben du Vale of Clwyd qui est un exemple typique de structure en distension (voir p.104).La subsidence s'est amorcée dès le Carbonifère mais,pour l'essentiel,le système de failles bordières est à mettre au compte de la tectonique néogène.

et la disposition générale des couches,les géologues les ont négligées et se sont intéressés avant tout aux failles.Or,ces dernières ne sont souvent que des accidents mineurs dans le cadre de la tectonique néogène et pleistocène,alors que *les déformations souples ont véritablement créé l'architecture du relief gallois.*

La signification tectonique profonde de ces mouvements verticaux reste énigmatique.Il existe sans doute un lien entre eux et l'ouverture progressive de l'Atlantique,mais il faut remarquer que la naissance de l'Atlantique Nord se situe au Crétacé et que,pendant tout le Crétacé supérieur et l'Eogène,le Massif Gallois s'est comporté comme un bloc stable.En fait,comme le souligne M.Mattauer, "on ne connait pas les relations entre les grands déplacements de plaques et les faibles déformations à composante verticale qu'elles subissent" (Mattauer,1973, p.470).

Sur la marge atlantique du continent laurasien,la tectonique néogène a intéressé beaucoup d'autres régions que le Pays-de-Galles: la Scandinavie, l'Ecosse,l'Irlande,le Massif du Devon-Cornwall,le Massif Armoricain,la marge NW de la péninsule ibérique ont connu,à la même époque,des bouleversements tectoniques plus ou moins intenses.

En Bretagne méridionale,les déformations ont été décrites par A.Guilcher (A.Guilcher,1948).Les accidents cassants sont assez fréquents mais le style souple est également représenté.Pour l'ensemble du Massif Armoricain,la signification de la crise tectonique mio-pliocène a été discutée par C.Klein et son importance soulignée: elle a mis fin à l'équilibre morphologique établi auparavant, depuis l'orogenèse hercynienne et déclenché la première reprise d'érosion "cyclique".Sur ce plan,les conséquences sont similaires pour le Massif Gallois: la tectonique néogène interrompt la longue évolution acyclique poursuivie depuis l'aplanissement post-calédonien.

On a donc là *deux massifs anciens dont l'évolution morphologique a été parallèle,quoique de durée inégale.*

On peut leur opposer les socles écossais et irlandais dont l'histoire est différente,au moins depuis le Crétacé supérieur.Le magmatisme et,sans doute aussi,la tectonique éogène y ont été beaucoup plus intenses.L'équilibre nécessaire à l'acyclisme,s'il a jamais existé dans ces deux régions,a dû s'interrompre assez tôt.Cela explique probablement l'étagement de surfaces d'érosion qu'on y observe (A.Godard,1965; A.Reffay,1973),alors qu'une telle disposition est inconnue dans le Massif Gallois et presque absente du Massif Armoricain.

L'originalité du Massif Gallois,par rapport au Massif Armoricain,réside dans *l'ampleur nettement plus grande des mouvements verticaux.*La flèche du bombement dissymétrique de la Snowdonia est de l'ordre de 600 à 800m.Le Grand Escarpement du Sud Galles a été soulevé de plus de 500m au-dessus des plateaux du Mynydd Eppynt (fig.69).L'ordre de grandeur des dénivellations créées directement par la tectonique est encore de plus de 300m dans le Cader Idris,de 250 à 300m sur la bordure NW du Bassin Houiller,face au Craig-y-Bwlch (fig.81),de 150 à 200m dans le Nord de la Forest of Dean et dans les Mendips centrales,de 200 à 250m à l'Est du Vale of Clwyd (fig.104 et 106),de 200m au Nord des Mynydd Prescelly.

Ce sont des chiffres supérieurs à ceux que l'on trouve généralement dans le Massif Armoricain: le Haut Bocage vendéen a été soulevé de 150 à 200m au-dessus de la Vendée littorale.En Bretagne méridionale,les accidents tectoniques de la surface fondamentale ont une amplitude de l'ordre de 50 à 60m le plus souvent,avec quelques exceptions comme le bombement de la montagne de Locronan, dont la flèche dépasse 150m (A.Guilcher,1948,p.118).

Seuls quelques secteurs,comme Anglesey où les dénivellations de plus de 100m sont rares (140m pour la flexure du front Nord du Mynydd Eilian,fig. 46,coupe 9),et le Pembrokeshire central et occidental,offrent une énergie de relief d'origine tectonique qui soit comparable à celle du Massif Armoricain.

Il en résulte un encaissement des vallées beaucoup plus prononcé,créant parfois un paysage vraiment montagnard.

On retrouve dans le Massif Gallois un aspect fréquemment observé dans la tectonique de socle: *les mouvements verticaux ont réutilisé de vieilles charnières héritées des orogenèses précédentes.*

Certaines d'entre elles sont très anciennes: le soulèvement du Massif Gallois au-dessus de la plaine des Midlands s'est fait le long d'une charnière située à l'emplacement de l'ancienne limite du géosynclinal calédonien,jalonnée par les failles de Church Stretton (voir p. 37).

De même,la grande flexure déformant la surface fondamentale,sur le front NW de la Snowdonia coïncide avec une charnière de premier ordre qui,dès le Paléozoïque inférieur,séparait le bloc stable d'Anglesey du bassin de subsidence cambro-ordovicien.

D'une façon générale,*on retrouve dans l'architecture d'ensemble du Pays-de-Galles septentrional et central,les blocs structuraux individualisés dès l'Ordovicien:* la tectonique néogène a réutilisé les grands accidents,failles ou charnières de socle,mis en place au Paléozoïque inférieur,et plus ou moins bien cicatrisés ensuite.Parmi ceux-ci,la grande faille de Bala,déjà active à

l'Ordovicien (voir p. 37),occupe une place de choix dans le canevas tectonique néogène,puisqu'elle constitue la limite méridionale des bassins sédimentaires tertiaires de la baie de Cardigan et du Canal St George (voir p.549 et fig.125). C'est un accident complexe qui a fonctionné à la fois dans le sens vertical et comme décrochement sénestre.Au Sud du Cader Idris,il est associé à de nombreuses petites failles normales impliquant une distension (fig.134).

Là où affleure le Paléozoïque supérieur,les grands escarpements de flexure révélés par l'analyse morphologique ne se situent pas n'importe où: celui de la Black Mountain et des Brecon Beacons est à peu près à l'emplacement de la limite méridionale de la Terre de St George,en cours de surrection au dévonien supérieur.

De même,le front Sud et Est du bassin Houiller méridional dessine une courbe similaire à celle du bassin de sédimentation des Pennant Measures (Westphalien supérieur) (G.Kelling,in T.R.Owen,1974,p.203).

Tous les escarpements de flexure cités précédemment,de la Snowdonia au Bassin Houiller méridional,présentent une particularité commune: ils coïncident avec de vieilles charnières héritées du Paléozoïque inférieur ou supérieur, mais *leur fonctionnement résulte d'une inversion tectonique par rapport à ces périodes anciennes*.Au Néogène,la surrection intéresse l'ancien domaine de subsidence: la Snowdonia et le dôme de Harlech,deux des régions les plus soulevées au Néogène,étaient au Cambro-Ordovicien au cœur du bassin de sédimentation.De même,les plateaux du Bassin Houiller et leurs marges septentrionales,jusqu'au front des Brecon Beacons,ont été soulevés au-dessus du Vale of Glamorgan et du Mynydd Eppynt par des flexures travaillant en inversion tectonique par rapport au Paléozoïque supérieur.

Cette forme de réutilisation,en sens inverse,de vieilles charnières est assez courante dans les socles.On la trouve aussi dans les bassins sédimentaires caractérisés par des mouvements verticaux d'origine profonde.En Angleterre orientale,par exemple,un bombement tectonique créait du Trias au Crétacé moyen,à l'emplacement de l'actuel Bassin de Londres et de l'East Anglia,une zone de hautes terres alimentant de leurs débris les bassins de sédimentation périphériques.C'était le massif de"Londres-Brabant" des géologues.Une inversion tectonique se dessine à partir de l'Albien.A l'Eocène,la subsidence est maximale à l'emplacement de l'ancienne "Plate-forme de Londres".Le Weald et le Boulonnais offrent une histoire complémentaire: petits bassins sédimentaires au Crétacé inférieur,ils ont été déformés en anticlinorium au Tertiaire (cf.P.Pinchemel,1954,p.53 et 260). Ces inversions tectoniques sont à distinguer des phénomènes de migration des centres d'affaissement,habituels dans tous les bassins sédimentaires (cf.Birot, 1970).

Dans les régions de boucliers,de vastes inversions tectoniques ont été envisagées pour expliquer certaines grandes murailles de grès dominant le socle sous-jacent (Demangeot,1960; P.Birot,1965; M.Mainguet,1972) (1).

A ces cas d'inversions tectoniques,on peut opposer le *rejeu,dans le même sens,d'axes apparus parfois dès le Précambrien*.Les affleurements précambriens du Wrekin,du Long Mynd,en Shropshire,de la Treffgarne Mountain,dans le centre du Pembrokeshire,correspondent à des axes "positifs" quasi permanents depuis le début du Paléozoïque (2).

Il est vraisemblable que ces charnières et ces accidents,réactivés au Néogène,ne font que répercuter à la surface de l'écorce,des *déformations nées dans le manteau supérieur*,par suite de discontinuités ou de modifications de

(2) On pourrait ajouter à cette liste l'axe des Malverns.

(1) Un bon exemple de ce type d'évolution est offert par l'Adrar mauritanien (cf.P.Birot,1970,p.49).

structure dont la nature exacte est inconnue.Parfois,elles sont enregistrées par les anomalies gravimétriques.On a vu,par exemple,que le bombement de la Snowdonia était associé à de fortes anomalies positives suggérant la présence sous-jacente d'un corps basique (voir p.555).Quant à la bordure Sud du Bassin Houiller,elle est nettement soulignée par une étroite bande d'anomalies négatives (voir p.271).

En utilisant les deux paramètres,style dominant et ampleur des déformations néogènes affectant la surface fondamentale,on peut établir une classification des régions galloises résumée dans le tableau ci-dessous:

Tableau n°11.

STYLE et AMPLEUR de la TECTONIQUE NEOGENE.

	AMPLEUR DES DEFORMATIONS NEOGENES		
	Modeste (moins de 100m)	*Faible à moyenne (70 à 200m)*	*Forte (plus de 200m)*
Tectonique cassante et mvts.à grand rayon de cour.	*- Sud du Monmoutshire*	*-Bordure orientale (Long Mynd,Church Stretton).*	*-Cader Idris et dôme de Harlech,Rhobell Fawr* *-Vale of Clwyd/ Clwydian Range*
Tectonique souple avec qq.accidents cassants	*- Anglesey*	*-Gower* *-Mendips* *-Forest of Dean* *-Bassin Houiller S.* *-Retombée Est de la Clwydian Range*	*- Black Mountain* *- Brecon Beacons*
Tectonique souple	*- Pembrokeshire occidental*	*-Mynydd Prescelly*	*- Snowdonia*

B) LES CONSÉQUENCES MORPHOLOGIQUES.

La tectonique néogène et ses prolongements quaternaires ont non seulement créé l'architecture actuelle du relief par la mise en place d'escarpements de faille ou de flexure,mais aussi provoqué la dégradation de la surface fondamentale par l'érosion différentielle,là où les conditions structurales étaient favorables.L'installation du réseau hydrographique,son incision se sont faites en fonction des déformations tectoniques.

1.LES FORMES DE "DEGRADATION LENTE".

Les déformations de la surface fondamentale,au Néogène,ont rompu l'équilibre morphologique établi jusque là,entre les processus d'érosion et la tendance au soulèvement,mais les *conséquences morphologiques ont dépendu de la vitesse de surrection.*

Lorsque celle-ci a été suffisante pour provoquer un approfondissement du front d'altération,sans atteindre le seuil déclenchant une dissection généralisée du relief,les processus d'érosion ont pu exploiter les différences lithologiques apparaissant dans le plan de la surface fondamentale.

Des formes de rajeunissement lent sont alors apparues dans la topographie. A l'échelle du km^2 ou de la dizaine de km^2,ce sont des reliefs de type appalachien. A l'échelle de quelques hectares,le rajeunissement lent s'est concrétisé par des modelés d'altération différentielle dégradant l'aplanissement originel.

a) Les reliefs appalachiens.

Là où la structure multipliait,à l'affleurement,les contrastes lithologiques,*une évolution appalachienne était possible à condition que l'énergie du relief soit suffisante.*

A Anglesey,cette évolution est à peine ébauchée (voir p.185).Le calcaire carbonifère donne de petites cuestas surmontant des dépressions excavées dans des grès friables (région de Llanallgo) ou des shales (près de Meriandyrys).Les dénivellations ne dépassent jamais une cinquantaine de mètres.

Dans le Sud du Pembrokeshire,un relief appalachien,tout à fait conforme au modèle,caractérise la péninsule de Castlemartin-Tenby.Contrairement au cas précédent,mais comme dans le Sud de l'Irlande,dans les "Ridges and Valleys" appalachiennes ou dans le Massif Ardennais,le calcaire carbonifère est,cette fois, en creux par rapport aux grès dévoniens (voir p.217).

Sur la bordure orientale du Massif Gallois,un bel exemple de relief d'érosion différentielle est né dans des couches régulièrement inclinées vers l'ESE (voir p.526).Les crêts correspondent aux grès ordoviciens ou siluriens, mais aussi aux calcaires du Wenlock et du Ludlow (fig.122).Dans ce secteur,le terme de relief appalachien est peut-être abusif dans la mesure où il n'est pas certain que le sommet des crêts coïncide avec un aplanissement qui aurait été la surface de démarrage de l'érosion différentielle (voir p.529): ces crêts constituent d'étroites bandes de terrain qui ont pu s'abaisser sensiblement par rapport à cette surface (1).

La bonne tenue des calcaires siluriens a de quoi surprendre,puisqu'il s'agit de roches contenant de 5 à 20% de minéraux argileux et où les lits de mudstones sont fréquents (voir p.528).Comme ce sont des calcaires très gélifs,

(1) Ce problème se pose d'ailleurs aussi dans les Appalaches (voir P.King,1950).

le dégagement des crêts est certainement antérieur aux périodes glaciaires.

Dans les régions où l'énergie de relief est beaucoup plus forte,des formes d'érosion différentielle nées d'une évolution appalachienne existent également,mais *leur ampleur est toujours modeste par rapport à l'encaissement du réseau hydrographique*.On a signalé le cas des shales du Westphalien inférieur excavés d'une centaine de mètres au maximum par rapport aux grès namuriens ou aux Grès de Pennant (fig.80),sur la bordure NE du Bassin Houiller,alors qu'une petite rivière,comme le Clydach,s'incise beaucoup plus profondément dans le plateau.

De même,entre le Cader Idris et l'estuaire du Mawddach (voir p.576 et fig.135),un relief appalachien s'est développé dans un matériel très riche en contrastes lithologiques,mais les dénivellations ne dépassent pas quelques dizaines de mètres,alors que les rivières descendant du front du Cader Idris ont créé des entailles de 100 à 200m de profondeur.

Plus généralement,l'analyse des reliefs appalachiens (ou pseudo-appalachiens) du Massif Gallois a montré que *le plancher des dépressions excavées par l'érosion différentielle était nettement perché au-dessus des talwegs actuels*.

D'autre part,*dans un secteur donné,l'altitude moyenne du plancher varie sensiblement d'une dépression à l'autre*.Ce fait a été signalé à propos des couloirs schisteux de la région de Wenlock Edge,et aussi pour les bas plateaux et plaines calcaires du Pembrokeshire méridional.C'est également vrai pour le piedmont septentrional du Cader Idris.

Tout ceci prouve que le déblaiement des grès friables,des shales ou du calcaire carbonifère a précédé l'incision du réseau hydrographique et s'est fait indépendamment de tout réseau bien hiérarchisé.Cela suggère un *mécanisme*

d'abaissement différentiel de la surface topographique: sous un climat encore chaud et humide,une lente surrection provoque l'approfondissement de l'altération et l'évacuation plus rapide des éléments en solution,ainsi que des particules mobilisables par les eaux de ruissellement (1).

Ces processus intéressent toutes les roches,mais avec des vitesses variables,si bien qu'*une différenciation apparaît dans la topographie,lorsque le soulèvement dépasse un certain seuil.*

La mise en creux du calcaire carbonifère implique des modalités particulières qui seront étudiées plus loin (voir p.636).La relative résistance des calcaires siluriens s'explique paradoxalement par leur impureté,car leur richesse en argile empêchait toute évolution karstique.Sous un climat chaud et humide,ces calcaires subissaient,comme les shales,une altération superficielle d'origine pédogénétique,mais à une vitesse moindre que ceux-ci,si bien que les calcaires étaient dégagés en crêts.

Les reliefs appalachiens,nés de la dégradation de la surface fondamentale,se sont donc *mis en place lors des premières manifestations de la tectonique néogène,sous un climat encore assez chaud et humide,avant l'incision vigoureuse du réseau hydrographique.*La durée d'élaboration de ces reliefs d'érosion différentielle a été trop courte pour permettre,ne serait-ce que l'esquisse d'un nouvel aplanissement.Nulle part,n'a pu s'ébaucher l'équivalent d'une "surface de Harrisburg".

°°°

(1) Pour Trendall,le mécanisme essentiel d'abaissement de la topographie serait l'éluviation dans le manteau d'altérites,et non l'érosion superficielle par les eaux de ruissellement ou les autres processus de mobilisation des matériaux à la surface du sol (Trendall,1962).

b) Les modelés d'altération différentielle.

On les trouve là où la surface fondamentale exposait un matériel lithologique pas assez contrasté pour donner une évolution appalachienne mais,néanmoins,assez hétérogène pour engendrer des *formes d'altération différentielle exploitant les discontinuités de la roche,à l'échelle de la centaine de mètres.*

Ces types de modelés ont été décrits en Pembrokeshire,sur les collines de Treffgarn,dans des rhyolites et des tufs rhyolitiques (voir p.209),et sur les Mynydd Prescelly,dans des mudstones (voir p.216).Ils correspondent à une *topographie polyconvexe :* de basses collines où la roche saine est proche de la surface émergent des dépressions à fond plat ou largement concave,bourrées d'altérites épaisses.Ces formes sont associées à des tors localisés souvent sur le flanc des croupes plutôt que sur leur sommet.

Sur les affleurements de Millstone Grit,à faciès d'orthoquartzite,l'altération différentielle a créé les modelés les plus originaux:

- Dans la Black Mountain,c'est un *relief de croupes convexes séparées par des bas fonds où le grès est profondément altéré et désagrégé en arène sableuse* (voir p. 300).
- Au Sud de la Fforest Fawr,des dépressions plates,souvent tourbeuses,voisinent avec de petites corniches rocheuses (fig.73).*Un micro-relief de cuestas* est apparu à la faveur des lits de shales interstratifiés dans les grès.Les dolines d'effondrement ont continué à se former par dissolution de la silice et tassement localisé des arènes sableuses.
- Dans le NE du Pays-de-Galles,le secteur du Moel Garegog présente un remarquable *modelé d'alvéoles* décrit et analysé en détail ci-dessus (voir p.428 et fig.108).

Dans tous les cas,ces modelés impliquent:

1°) une altération poussée de la roche,sous un climat chaud et humide ou tempéré-chaud.

2°) un front d'altération très irrégulier exploitant toutes les zones et plans de faiblesse de la roche.Des poches d'altérites de plusieurs mètres (comme dans la sablière de Pen-y-Foel,par exemple) voisinent avec des masses de roche saine ou presque saine.

3°) une dénudation partielle des altérites,condition indispensable pour que l'altération différentielle puisse s'exprimer dans la topographie.Les *tors* apparaissent au cours de cette phase.Tout cela correspond à *une érosion superficielle plus rapide que l'approfondissement du front d'altération de la roche. Une surrection lente et sans changement notable de climat est la cause probable d'un tel déséquilibre*,car ces modelés d'altération différentielle se situent uniquement là où la surface fondamentale a été déformée en un lourd bombement (collines de Treffgarne,Mynydd Prescelly) ou a été soulevée et basculée au-dessus des régions voisines (Black Mountain,Fforest Fawr,Moel Garegog).

La topographie qui résulte de la lente dégradation de l'aplanissement fondamental gallois rappelle les *"apparent peneplains"* de Trendall (Trendall, 1962) et les *"etchplains"* décrites en Ouganda (Wayland,1933),en Australie (Mabbutt,1961) et au Nigéria (T.M.Thomas,1965): ce sont des surfaces de relief légèrement ondulé,formées par l'action simultanée de l'altération *in situ*,avec approfondissement du front d'altération,et de l'abaissement de la surface topographique.A.Guilcher a décrit des formes analogues en Angola du Centre-Ouest et du SW,sur le socle précambrien:ce sont "des systèmes de pentes extrêmement douces avec des dénivellations entre interfluves et talwegs atteignant normalement une cinquantaine de mètres et parfois davantage,le tout étant dominé de trou-

peaux de dômes de granite à flancs verticaux à leur base.A part ces dômes,où la roche est fraîche,*les altérations ferrallitiques sont profondes et très généralisées*,de sorte qu'on parvient à la notion de *pénéplaine d'altération tropicale* à inselbergs granitiques abrupts..." (A.Guilcher,1974).

Comme les reliefs appalachiens décrits auparavant,ce sont des formes de"rajeunissement lent" exigeant des *conditions morphotectoniques bien précises:* une surrection un peu plus rapide que l'approfondissement du front d'altération. La roche saine finit par affleurer là où l'altération avait été moins profonde. Si le soulèvement avait été trop brutal,ce type de modelé n'aurait pas pu se réaliser: sur la Clwydian Range,par exemple,la dissection a pris le pas sur l'érosion différentielle (voir p.453).

Travaillant à partir du Vale of Clwyd,les petites rivières dévalent l'escarpement de faille dans des vallées très raides,mais,en amont,celles-ci s'ouvrent sur de larges amphithéâtres séparant des sommets convexes.Ce modelé sommital,dégradé par la dissection et les processus d'érosion périglaciaire,est à mettre à l'actif de l'altération différentielle dans un matériel à dominante schisteuse où les variations de pendage et de schistosité introduisent des discontinuités dans la résistance de la roche.

Les formes de rajeunissement lent résultent d'une rupture d'équilibre entre l'ablation superficielle et la progression de l'altération en profondeur, mais *le processus ne paraît pas irréversible*.Dans le Massif Gallois,l'énergie des formes issues de ce déséquilibre est,au maximum,d'une centaine de mètres.La reprise d'érosion qui les caractérise ne remet pas fondamentalement en cause l'évolution acyclique antérieure,au moins au début du processus.

Néanmoins,*dans le cadre gallois,c'est un fait nouveau* car l'évaluation des tranches rocheuses enlevées depuis la naissance de la surface fondamentale est généralement inférieure à 100m,sauf en Snowdonia et dans quelques secteurs

du Pays-de-Galles septentrional.

°_°

2. LES APLANISSEMENTS LOCAUX SUR CALCAIRE.

Dans le Massif Gallois,quelques aplanissements,très localisés,ont pu se développer en contrebas de la surface fondamentale,*sur des shales ou des ardoises*.Les plus étendus ont été signalés dans le Sud de la Snowdonia (voir p.570). Leur réalisation a été attribuée à un soulèvement précoce (début Miocène?) de la Snowdonia,associé à la subsidence de la Baie de Tremadoc.On les trouve à des altitudes variables mais sans étagement très net.Cela s'explique,on l'a vu,par la prolongation tardive des mouvements.

Ces aplanissements n'ont pas de signification morphologique très importante.*Ils n'ont aucune valeur cyclique* car,dans ce matériel,ils ont pu s'élaborer en un temps très court.De même,le rabotage des shales en contrebas de l'escarpement calcaire des Eglwyseg Rocks a pu se produire au Pleistocène inférieur (voir p.477).

Beaucoup plus intéressants sont *les aplanissements locaux qui tronquent le calcaire carbonifère en contrebas d'affleurements gréseux* (Forest of Dean, Pembrokeshire,Gower,Mendips) *ou schisteux* (Clwydian Range,Denbighshire Moors). Ils appartiennent aux reliefs appalachiens décrits précédemment,mais comme leur genèse pose des problèmes particuliers,il est préférable de les étudier à part.

Les propriétés physico-chimiques du calcaire carbonifère (pureté,faible porosité,massivité,résistance mécanique) ne peuvent à elles seules expliquer sa mise en creux par rapport à des grès-quartzites ,à des subgrauwackes ou à des roches schisteuses.D'ailleurs cette mise en creux est loin d'être une règle absolue.L'étude régionale a montré qu'il était fréquent de trouver le calcaire carbonifère au même niveau topographique que le Millstone Grit ou le Vieux Grès Rouge,dans le plan de la surface fondamentale: par exemple,sur la Black Mountain, sur le Mynydd Llangynidr ou sur l'Eglwyseg Mountain.

Sous les climats semi-arides du Permo-Trias,ce calcaire était même plus résistant que la plupart des autres roches,y compris les grès quartzeux.

Pour que le calcaire carbonifère ait été excavé par rapport aux grès ou aux séries gréso-schisteuses,*il a fallu la conjonction de circonstances tectoniques et morphoclimatiques:*

- *des circonstances tectoniques: le calcaire devait être placé topographiquement en aval d'affleurements gréseux ou schisteux.*Lorsque les déformations de la surface fondamentale n'ont pas créé ce dispositif,le calcaire carbonifère s'est comporté comme une roche aussi résistante que les grès-quartzites du Millstone Grit (fig.68).Au Sud de la Fforest Fawr occidentale,l'inclinaison d'ensemble de la surface fondamentale n'est pas perturbée au contact du calcaire et des grès (fig.75).Le Cader Fawr offre même une disposition inverse,avec le calcaire carbonifère dominant de quelques dizaines de mètres le Millstone Grit du

cefn Cadlan (voir p.322).Des exemples analogues pourraient être choisis dans le Nord-Est du Pays-de-Galles,sur la retombée orientale de la Clwydian Range (voir p.454).

- *des circonstances morphoclimatiques:* en raison de ses propriétés physico-chimiques,le calcaire carbonifère est particulièrement apte à la karstification et à la formation de cavités souterraines de toutes dimensions.En fait,à toutes les époques où le climat n'était pas trop sec,depuis le Carbonifère,des formes karstiques ont pu se créer partout où le calcaire affleurait ou était proche de la surface.

Pour que le calcaire apparaisse en creux dans la topographie,il est nécessaire que *la dissolution superficielle ait été activée par rapport à la karstification souterraine*.Or,dans l'histoire récente du Pays-de-Galles,un événement a pu momentanément créer ces conditions: c'est la mobilisation brutale des sols tropicaux très riches en argiles,formés sur des roches gréseuses ou pélitiques, lors de l'épisode rhexistasique que l'analyse régionale a mis en évidence.

Emporté par des écoulements semi-liquides,discontinus dans le temps,très étalés dans l'espace,le matériel ainsi remanié a *colmaté les fissures et autres cavités s'ouvrant à la surface du calcaire qui fut ainsi "imperméabilisé"*.Tant dans le Sud du Pembrokeshire qu'à Gower et en Forest of Dean méridionale,ou que dans le NE du Pays-de-Galles,la fraction argileuse du remplissage des cavités calcaires constitue souvent plus de 30% du total (fig.136)(1).

---

(1) Il ne faut pas confondre ce remplissage de cavités béantes avec les masses de Millstone Grit effondrées dans le calcaire et altérées *in situ:* par exemple, en Forest of Dean septentrionale ou sur l'Halkyn Mountain.Dans ce dernier cas, le calcaire affleure généralement au même niveau topographique que le Millstone Grit,tronqué comme lui par le plan de la surface fondamentale.

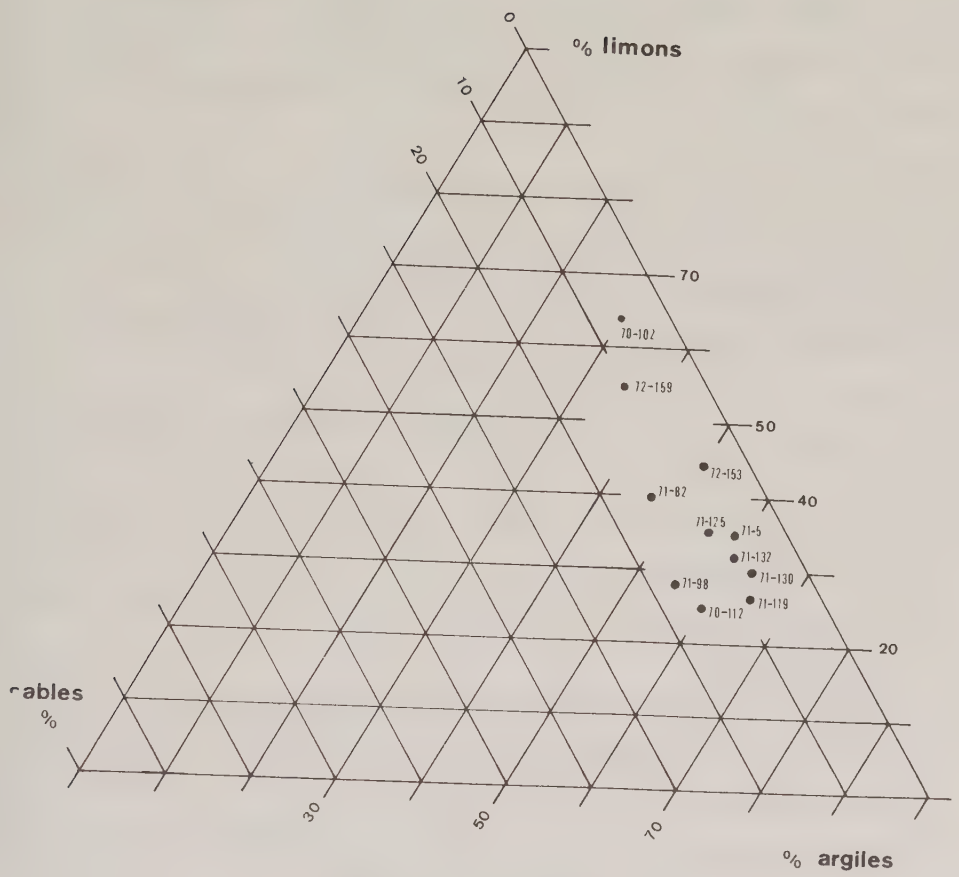


fig. 136 MATERIEL PIÉGÉ DANS LES CAVITÉS

CALCAIRES (granulométrie)

GOWER	VALE OF GLAMORGAN	NORD du BASSIN HOUILLER	PEMBROKESHIRE	NORD-EST
70-112 (SS 551891)	71-132 | South Cornelly 71-130 | (SS 828 802)	70-102 Cwar-yr-Hendre (SO 099 149)	71-98 Broad Haven (SR 984 943)	71-5 Ochr Foel (SJ 062 798)
	71-125 | Stormy Down 71-119 | (SS 846 806)	71-82 Vaynor (SO 037 096)	FOREST OF DEAN	
			72-159 | Great Dovard 72-153 | (SO 550 159)	

On a vu que la crise climatique responsable de cette rhexistasie (Burdigalien supérieur ?) fut probablement brutale mais courte.Elle fut suivie d'un retour à une ambiance tempérée chaude et humide qui persista jusqu'au premier grand refroidissement.

Ainsi,après l'imperméabilisation momentanée du calcaire,la corrosion superficielle a-t-elle pu se développer beaucoup plus rapidement,au détriment de la karstification souterraine.La condition indispensable pour qu'elle s'exerce était évidemment que les eaux de drainage provenant des grès ou des schistes convergent vers les affleurements calcaires.

Imperméabilisation préalable du calcaire et systèmes de pentes favorables ont été réalisés:

- dans le Sud du Pembrokeshire où les anticlinaux de Vieux Grès Rouge guidaient les eaux d'infiltration et de ruissellement vers les synclinaux calcaires.En outre,un léger rejeu des axes hercyniens,comme à Gower ou dans les Mendips,n'est pas totalement exclu.
- à Gower et dans les Mendips où le rejeu des anticlinaux hercyniens avait placé le Vieux Grès Rouge en amont des affleurements calcaires.
- à l'Est de la Clwydian Range,dont la surrection,accompagnée probablement d'un bombement annexe de l'Halkyn Mountain,a préparé la réalisation d'une plaine de corrosion sur le calcaire carbonifère (voir p.442).
- en Forest of Dean méridionale (voir p.381).

Ces deux conditions,par contre,n'étaient réalisées ni dans le Vale of Glamorgan (voir p.272),*ni au sud de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons* où l'épisode rhexistasique a précédé la surrection de ces reliefs gréseux.Il est significatif que du Carreg Goch (au Sud du Fan Hir) au Cader Fawr,les cavités karstiques visibles sur le front des nombreuses carrières exploitant le calcaire, ne montrent pas de remplissage argileux ou argilo-sableux provenant du remanie-

ment des sols tropicaux.Il en est de même sur le Mynydd Llangynidr.

Par contre,les carrières de Trefil,du Cwar yr Ystrad et de Vaynor exposent de belles formes karstiques de bordures de plateau,fossilisées par ce type de matériel.Cela prouve que,au moment de l'épisode rhexistasique,des failles ou des flexures avaient déjà disloqué la surface fondamentale dans ce secteur; mais les Brecon Beacons n'avaient pas encore été soulevés par rapport au Mynydd Llangynidr,sinon on trouverait dans la couverture fossilisante des fragments de Vieux Grès Rouge.Ce n'est jamais le cas.Tous les éléments de roche pourrie proviennent du Millstone Grit et de lui seul (orthoquartzites ou shales).

La corrosion superficielle responsable des petits aplanissements calcaires du Pembroke,de Gower ou du Nord-est du Pays-de-Galles *n'a supprimé,au total, que des tranches rocheuses assez minces:* une vingtaine de mètres au maximum dans la presqu'île de Castlemartin; peut-être un peu plus à Gower où les déformations tectoniques ont été plus vigoureuses; une cinquantaine de mètres au maximum au NE de la Clwydian Range.Les cailloutis quartzeux étalés sur le plateau calcaire de Castlemartin témoignent d'un nouvel épisode rhexistasique beaucoup plus modeste,s'attaquant cette fois à de la roche cohérente et non plus à des sols.

La plaine de corrosion a servi de support à un transport allochtone.A ce stade,un processus de *pédimentation* a peut-être remplacé la corrosion latérale du calcaire: des petits glacis rocheux entaillant les schistes ou les grès se raccordent progressivement aux dépressions calcaires à Gower (voir p.254) et au NE de la Clwydian Range (voir p.443).Sur les Mendips orientales,les formes sont encore plus nettes: les pédiments se développent en contrebas de modestes collines gréseuses,sur le calcaire carbonifère,la couverture mésozoïque et les andésites siluriennes altérées (voir p.406).

Le petit poljé de Llandegla,analysé dans l'étude régionale (voir p.465 et fig.109),correspond à un dispositif structural assez classique de *barrage*

karstique né d'un système de failles en coin bloquant les eaux d'infiltration. La corrosion superficielle du calcaire a pu s'exercer sans qu'une imperméabilisation "artificielle" ait été nécessaire.Les conduits karstiques recoupés par les flancs des corniches résiduelles ne contiennent pas de matériel argileux allochtone.

Le poljé de Llandegla s'est façonné indépendamment de la plaine toute proche du Vale of Clwyd.Là aussi,c'est la tectonique néogène qui,en plaçant le calcaire en contrebas de la Clwydian Range gréso-schisteuse a déclenché la corrosion superficielle du calcaire.*La dénivellation de 20 à 30m au maximum,* visible sur la bordure orientale du poljé,au contact du calcaire et du Millstone Grit du Moel Garegog (voir fig.108),*donne la mesure de la tranche de calcaire dissoute,lors du façonnement du poljé.*Celui-ci a été attribué au climat encore assez chaud et humide du Néogène.

Il est donc à peu près contemporain des aplanissements locaux décrits ci-dessus,mais alors que ceux-ci sont nés d'un événement morphoclimatique fortuit ayant momentanément exacerbé la corrosion superficielle aux dépens de la karstification souterraine,le poljé de Llandegla est beaucoup plus classique dans sa genèse.

°°°

3. LA CREATION D'ESCARPEMENTS DE FAILLE OU DE FLEXURE.

Ce sont des *formes originelles nées directement de la tectonique*.Si on excepte le rebord oriental du Vale of Clwyd,*les escarpements de faille sont généralement d'ampleur modeste*,à l'intérieur du Massif Gallois.On peut remarquer que beaucoup d'accidents repérés en mer d'Irlande ont dû fonctionner en *crypto-failles:* la sédimentation se faisait au même rythme que la subsidence du compartiment effondré,si bien que la faille ne créait pas d'escarpement notable.La faille de Mochras est un bon exemple de ce type d'accident.

Le plus souvent,les dénivellations créées par les failles sont de quelques dizaines de mètres seulement (Sud du Monmouthshire,revers du Grand Escarpement Sud-Gallois,environs de Llandegla et du Moel Garegog,région de Shrewsbury et de Pontesford...).Malgré cette médiocrité,les formes peuvent être très vigoureuses,car le versant dérive de très près du plan de faille: c'est le cas du flanc Sud de la colline de Lyth Hill,près de Shrewsbury (voir p.516).

Lorsque le recul est sensible,comme le long des failles de Church Stretton, au Nord du Caer Caradoc (fig.120,coupe 9),cela s'explique par la moindre résistance du matériel dans le compartiment soulevé et,peut-être,par un âge un peu plus ancien de la fracture (voir ci-dessus p.524).

Caractéristiques d'un type de socle assez plastique,auquel appartient le Massif Gallois,*les escarpements de flexure donnent les dénivellations les plus fortes:* plus de 800m sur le front NW de la Snowdonia,de 4 à 700m face aux Brecon Beacons et à la Fforest Fawr,plus de 300m sur le front septentrional du Cader Idris.

L'origine tectonique de ces escarpements est prouvée par des arguments morphologiques,eux-mêmes confortés,en bordure de la mer d'Irlande,par les données de la géologie sous-marine:

1°) Il y a disharmonie entre l'orientation du front montagneux et la direction des couches: le Grand Escarpement du Sud-Galles recoupe obliquement les affleurements du Paléozoïque supérieur,si bien que,successivement,les Plateau Beds,les Brownstones,le Millstone Grit et le Calcaire Carbonifère coiffent le front de l'escarpement.Sur le front du Cader Idris,mudstones,dolérites,spilites,granophyre affleurent indifféremment au sommet (voir fig.133).De même,sur la bordure NW de la Snowdonia,les ardoises se trouvent parfois en position culminante,à l'égal des granophyres ou des rhyolites.

Il est donc manifeste que tous ces escarpements ne peuvent s'expliquer par la résistance particulière du matériel dans lesquels ils sont taillés.Ils n'ont pu être créés par l'érosion différentielle.

2°) On peut prouver,dans certains cas,que *l'escarpement n'a pas reculé* et que *la surface d'aplanissement située en contrebas est aussi ancienne que celle du revers.*La démonstration a été possible pour le Vale of Glamorgan,coïncidant avec une surface fondamentale dérivée de la topographie pré-triasique.Les plateaux du Bassin Houiller méridional correspondent à la même surface.Entre les deux,l'escarpement bordier,taillé dans les Grès de Pennant (à l'Ouest et au centre) ou dans le calcaire carbonifère (à l'Est et au SE),n'a pas sensiblement reculé depuis sa naissance qui est postérieure au remplissage des poches karstiques de Stormy Down (voir p.271): du Trias peu résistant est encore plaqué contre le versant.

Un autre argument,basé sur l'étude sédimentologique du Vieux Grès Rouge supérieur,a été utilisé pour la corniche de Plateau Beds des Brecon Beacons: ce faciès marin littoral est localisé dans un espace très restreint et n'a jamais dû

s'étendre beaucoup plus au Nord.On ne peut donc pas imaginer un recul important du front des Brecon Beacons et l'ablation d'une tranche de 600 à 700m de Vieux Grès Rouge (Brownstones et Plateau Beds) au Nord.Le Grand Escarpement du Sud-Galles suit approximativement l'ancien rivage de la Terre de St George,au Dévonien supérieur.

Le front montagneux de la Snowdonia,au-dessus de l'Arvon et d'Anglesey, coïncide de la même façon avec la grande flexure bordière du bassin de subsidence ordovicien.Là aussi,nous avons montré que la surface fondamentale élaborée sur les bas plateaux de l'Arvon et d'Anglesey était plus ancienne que la topographie des régions culminantes (voir le chap.3 de la 2ème Partie).Pour ce front montagneux, les arguments géologiques sont directement confirmés par les résultats des sondages et recherches de géophysique au large de la côte de la presqu'île de Lleyn (voir fig.125).

Le front NW de la Snowdonia,le Grand Escarpement du Sud-Galles,le front septentrional du Cader Idris sont les exemples les plus spectaculaires de ce type de formes,mais le Massif Gallois possède,en outre,de très nombreux escarpements de flexure,d'ampleur et de netteté variables,qui *pourraient,à la limite,servir à caractériser ce type de socle.*

Parmi eux,il existe une catégorie remarquable: ce sont les escarpements de flexure dominant des plateaux littoraux perchés de quelques dizaines de mètres au-dessus de la mer.

Récemment,A.Guilcher a montré la variété des *"rasas"*,définies comme des "surfaces d'aplanissement rocheuses littorales anciennes et perchées" (A.Guilcher, 1974).Les "rasas" les plus typiques sont limitées vers l'intérieur par un grand ressaut,escarpement ou front montagneux.On peut en trouver sous toutes les lati-

tudes et dans des milieux morphostructuraux très divers.L'une des caractéristiques essentielles de ces escarpements montagneux,soulignée par A.Guilcher,est le *rôle fondamental de la tectonique dans leur genèse*.Une fois que la faille ou la flexure responsable s'est mise en place,le réaménagement par l'érosion marine ou continentale est plus ou moins rapide et son ampleur est fonction de la durée de l'évolution et de la résistance du matériel.

Ce type d'escarpement de flexure associé à un aplanissement côtier correspond à ce que nous avons décrit à Anglesey,au Nord du Mynydd Eilian et de la Parys Mountain (fig.46,coupes 9 et fig.47,coupe 11) et au Nord du Mynydd y Garn (fig.46,coupe 7).C'est aussi le même schéma qui existe au Nord du Pembrokeshire, dans la presqu'île de Pen Caer et au Sud de la pointe de Dinas (voir p.215).A une autre échelle,le Vale of Glamorgan et l'escarpement méridional du Bassin Houiller (fig.60) reproduisent une disposition voisine.

Il y a donc une analogie de formes avec celles qui sont associées aux "rasas".Il faut néanmoins souligner une différence importante avec elles: dans tous les exemples gallois,l'aplanissement côtier est,pour l'essentiel,*antérieur au jeu de la flexure bordière*.Les divers agents d'érosion (météorisation,eaux courantes,abrasion marine ou glaciaire) n'ont,tout au plus,que réaménagé le modelé mais n'ont,en aucune façon,*créé* l'association des deux formes.Au contraire, dans le cas des "rasas" typiques,l'aplanissement a été parachevé après la déformation tectonique.

En somme,les exemples gallois correspondent au *stade initial de l'évolution d'une rasa*.L'exemple de la bordure Sud du Bassin Houiller,au niveau de Llantrisant (fig.33) montre que la raideur du versant peut être une acquisition originelle de la tectonique,puisqu'à cet endroit les brèches et siltstones triasiques prouvent que l'escarpement n'a pas reculé (voir p.265).

Les conséquences mécaniques des flexures,sur la disposition des couches, sont rarement spectaculaires.C'est la raison essentielle qui explique qu'on les ait ignorées presque toujours.Néanmoins,elles se manifestent par des modifications dans le pendage des strates.Le cas le plus simple est celui où la surface fondamentale tronquait des couches régulièrement inclinées dans une même direction.Si le front de flexure se fait vers l'amont-pendage,comme dans les Brecon Beacons, il est aisé de prévoir que la flexuration provoque une atténuation du pendage au droit de la flexure,associée à de légères compressions ou distensions des couches, selon les secteurs.

Au Nord du Fan Fawr,où les couches ont été déformées en un lourd bombement dissymétrique,la diminution du pendage est très nette (fig.67).

Si la flexure accentue au contraire l'inclinaison originelle des couches, celles-ci sont redressées d'autant plus fortement que la déformation est plus brutale.On observe ce cas sur les flancs des Mendip Hills (fig.97).

Sur le front de la Snowdonia,où la structure était déjà très complexe avant la flexuration néogène,il est beaucoup plus difficile de repérer les effets mécaniques de celle-ci.Les méthodes fines de la micro-tectonique permettraient peut-être de démêler la part de l'orogenèse calédonienne et celle des déformations ultérieures.

Escarpements de faille ou de flexure sont les conséquences d'une *dislocation généralisée de la surface fondamentale,démantelée en une série de panneaux.* Pour chacun de ceux-ci,l'allure la plus fréquente est à l'image du Massif Gallois pris dans son ensemble: un *profil dissymétrique* avec un front raide vers l'Ouest ou le Nord et un long revers incliné dans l'autre sens,s'abaissant jusqu'au rebord du bloc suivant.

A l'intérieur des principaux panneaux,des accidents mineurs reproduisent

le même dispositif de blocs basculés,à une échelle réduite (voir,par exemple,la fig.72).Cette organisation du relief s'observe dans le Pays-de-Galles septentrional (fig.4) et central et sur les marges Nord du Bassin Houiller jusqu'au Mynydd Eppynt (fig.69).Sur la bordure méridionale du Massif Gallois,le dispositif est différent: il est caractérisé par des bombements de la surface fondamentale,à l'emplacement d'anciens axes hercyniens.

°°°

4. LA MISE EN PLACE ET L'INCISION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

T.N.George a récemment rappelé les principales orientations des études concernant le réseau hydrographique gallois,depuis le début du siècle (T.N. George,in T.R.Owen,1974,p.365):

- A part quelques exceptions dues à des réaménagements récents,le réseau n'est pas conforme à la structure géologique hercynienne ou calédonienne.
- A la suite de Lake (1900) et de Strahan(1902),ce manque de conformité à la structure est attribué à une surimposition sur une couverture de craie (O.T.Jones, 1952; E.H.Brown,1960).L'existence de cette dernière étant remise en cause par les résultats des recherches en baie de Cardigan et par le sondage de Mochras,une couverture liasique ou néogène est envisagée (cf.Walsh et Brown,1971).
- Le drainage originel du Massif Gallois dessinait un réseau radial depuis le dôme de Harlech et le Plynlimon (voir Smith et George,3ème éd.,1961,fig.33,p.79).
- Le profil longitudinal des artères majeures ayant enregistré le soulèvement saccadé du Massif Gallois,les ruptures de pente peuvent être mises en corrélation

avec l'étagement des plates-formes d'abrasion marine reconnues le long des côtes (A.Miller,1935; T.N.George,1942; Embleton,1960; voir surtout les travaux de O.T. Jones,1924,1952 et de R.O.Jones,1931,1939).

- Au fur et à mesure de l'ablation de la couverture responsable de la surimposition du réseau,des réajustements ont eu lieu,guidés par la structure (voir par exemple,D.G.Jones et T.R.Owen,1957).

Toutes ces affirmations *supposent quelques postulats* qu'il est nécessaire de mettre clairement en évidence,car ils impliquent une certaine conception de la géomorphologie:

a) Dans une région de socle,la non-conformité du réseau à la structure géologique mise en place avant la consolidation de ce socle,*nécessiterait une surimposition sur une couverture discordante.*

b) Le Massif Gallois,comme la plupart des régions de socle ancien,n'aurait connu depuis le début du Néogène au moins,qu'un *soulèvement épeirogénique sans aucune déformations annexes.*L'incision du réseau hydrographique n'aurait donc enregistré que les variations eustatiques du niveau de base général.

Les études morphométriques de O.T.Jones,entre les deux guerres mondiales, sont l'illustration la plus remarquable de ces conceptions.Cela explique le succès prodigieux de H.Baulig,Outre-Manche: ses idées ont profondément marqué des générations de géologues et de géomorphologues,jusqu'à ces dernières années.

Notre propre conception de l'évolution géomorphologique du Massif Gallois, telle qu'elle a été présentée dans cette thèse,aboutit évidemment à une toute autre idée de la genèse du réseau hydrographique.

Il est aisé de montrer que *la notion d'un drainage radial originel,pré-*

Néogène,divergeant du dôme de Harlech,du Cader Idris et du Plynlimon,est entièrement erronée,puisque ce secteur fut l'un des derniers soulevés,à la fin du Néogène ou même,peut-être,au début du Pleistocène.

Une autre critique majeure à faire est celle de la *notion de non-conformité du réseau hydrographique à la structure géologique*.L'inadaptation de la plupart des rivières galloises au tracé des failles (Bassin Houiller méridional,par exemple),ou aux axes synclinaux majeurs,est une réalité incontestable,mais ce sont les conclusions tirées de ce fait qui sont à rejeter: lors de la mise en place du réseau,cette structure géologique,héritée des orogenèses calédonienne et hercynienne,ne s'exprimait plus dans la topographie,pour une toute autre raison que celle invoquée par Lake et ses successeurs.*Le réseau s'est installé sur la surface fondamentale déformée et disloquée par la tectonique néogène.*

L'évolution acyclique antérieure n'exclut pas l'existence d'un drainage organisé,mais,étant donné la faible énergie du relief pré-Néogène comparée à l'amplitude des mouvements verticaux ultérieurs,et la taille modeste des rivières galloises,il est *peu probable que des éléments importants de ce drainage ancien aient pu se maintenir.La tectonique néogène a créé des systèmes de pentes entièrement nouveaux,par rapport à la situation antérieure:* il en est résulté un drainage tout à fait nouveau également.

En Forest of Dean,par exemple,le remplissage des cavités du Great Dovard s'est fait depuis le Sud,alors que le basculement fini-néogène a inversé le système de pentes en soulevant le Nord par rapport au Sud (voir p.381).

Contrairement à la plupart de ses devanciers,T.N.George pense que la dissection du Massif Gallois date de la fin du Néogène,ou même du Pleistocène (T.N. George,1974,p.368),car les profils longitudinaux du cours amont de beaucoup de rivières galloises (Towy,Rheidol,Neath,Tawe...) se raccorderaient avec les plates-

formes littorales de "200 et de 400 pieds".

Notre analyse nous conduit à une conclusion voisine,mais par des arguments très différents.L'incision du réseau hydrographique est partout *postérieure au rajeunissement de la surface fondamentale,consécutif aux premières déformations de celle-ci* (voir ci-dessus p.631).Bien plus,là où ils subsistent,les épandages caillouteux déclenchés par le premier grand refroidissement quaternaire (Prétiglien?),sont nettement antérieurs au creusement des vallées (voir ce qui concerne la presqu'île de Castlemartin,p.233).

Dans le centre du Pembrokeshire,la haute nappe alluviale du Cleddau,repérée en aval de la cluse de Treffgarne,est une indication précieuse sur les premiers stades du creusement de cette vallée.Les écoulements étaient déjà canalisés par la cluse,mais celle-ci n'était pas incisée en gorge.D'autre part,le matériel de la nappe correspond à des épandages hétérogènes en milieu semi-liquide,plutôt qu'à une véritable rivière (voir pp.234).Ces caractéristiques nous ont suggéré une corrélation entre ces alluvions et les cailloutis quartzeux de la presqu'île de Castlemartin.Dans ce secteur,*l'âge maximum de l'incision des vallées serait donc le Quaternaire ancien.*

Ailleurs,on manque généralement de jalons aussi précis,mais comme *beaucoup de rivières s'organisent en fonction d'escarpements ou de couloirs nés de la tectonique fini-néogène* (Grand Escarpement du Sud Galles) *ou Quaternaire ancien* (secteur du Cader Idris),elles ont dû également se mettre en place à la même époque.

Si l'âge maximum des vallées galloises peut être fixé au Quaternaire ancien,*leur âge minimum correspond au dernier Interglaciaire:* sur la bordure orientale,comme dans le Sud du Massif Gallois,les accumulations fluvio-glaciaires ont été étroitement guidées par les vallées préexistantes.

Le creusement des vallées galloises a donc été réalisé entre le Quaternaire ancien et le dernier Interglaciaire,soit un intervalle d'une durée maximum de 2,5 millions d'années (d'après Zagwijn,1974)(1).

La vigueur de l'incision dépend évidemment de celle de la surrection.En bordure de la baie de Cardigan,le contraste est spectaculaire entre la partie aval des vallées,comme celle du Rheidol,qui sont très étroites et fortement inclinées jusqu'à la mer,et leur partie amont,très évasée et à pente insignifiante. Le long du Rheidol,le contact entre les deux secteurs est concrétisé par les magnifiques cascades du Devil's Bridge: elles donnent la mesure de la reprise d'érosion déclenchée par la surrection de cette région galloise.En amont,le paysage serait qualifié de "mûr" dans la terminologie davisienne; il correspond,en fait, à des formes de dégradation lente de la surface fondamentale.

Dans le NW du Massif Gallois (Cader Idris,Harlech Dome,Snowdonia),l'ampleur de la surrection explique la puissance de l'incision: les rivières,peu hiérarchisées,s'orientent selon les lignes de plus grande pente créées par la tectonique,ou selon les lignes de faille ou de fracture.D'autres exemples de vigoureuse dissection ont été signalés sur les deux versants de la Clwydian Range,sur le flanc oriental du Long Mynd et dans le secteur des Brecon Beacons et du Bassin Houiller méridional.

La puissance relative de cette incision (2) différencie nettement le Pays-de-Galles du Massif Armoricain.Elle l'apparente plutôt à l'Irlande (3) ou

(1) Il faut mettre à part la vallée de la Severn,en aval d'Ironbridge,dont l'incision ne remonterait pas au-delà de 20 000 ans (voir ci-dessus p.539).

(2) Puissance toute relative puisqu'elle serait considérée comme très modeste dans le monde alpin et qu'elle apparaîtrait presque négligeable dans le monde andin...

(3) La tectonique néogène a créé au Pays-de-Galles un dispositif inverse de celui de l'Irlande: elle a soulevé surtout les régions centrales,tandis qu'en Irlande, la surrection a été beaucoup plus forte à la périphérie qu'au centre.

à l'Ecosse.Elle implique une *brutale surrection du Massif Gallois,à la fin du Néogène ou au Pleistocène inférieur,non pas en bloc,mais par panneaux.*Ce soulèvement n'a épargné aucun secteur du Pays-de-Galles mais son amplitude varie du modeste basculement d'Anglesey ou du Pembrokeshire occidental,à la vigoureuse surrection des Brecon Beacons ou du Cader Idris.

Cette dissection met définitivement fin à l'évolution acyclique que connaissait le Pays-de-Galles depuis au moins 100 millions d'années.

°.°

L'histoire du Massif Gallois,depuis les premières manifestations de la tectonique néogène a montré *l'importance de certains seuils dans la genèse des formes de relief ou du modelé.*Ils modifient les équilibres morphologiques entre la vitesse de l'érosion superficielle et l'approfondissement du front d'altération.*Ils concernent soit le rythme de surrection,soit le climat.*Lorsque le seuil est atteint,la rupture d'équilibre morphotectonique ou bioclimatique est brutale, comme l'ont montré la vigueur de la dissection du réseau hydrographique au Quaternaire ancien ou l'aspect catastrophique pris par la liquidation des sols tropicaux.

La chronologie relative des principaux épisodes géomorphologiques préglaciaires,telle qu'elle ressort de l'analyse régionale,est reportée sur les tableaux 12 et 13.Le tableau 14 replace les grandes phases de la genèse du Massif Gallois,du Dévonien au Quaternaire,dans l'échelle des temps géologiques.

ENSEMBLE SUD-GALLES ET MENDIPS	VALE OF GLAMORGAN ET GOWER	BASSIN HOUILLER ET MARGES NORD	FOREST OF DEAN	MENDIPS	PEMBROKESHIRE
Evolution acyclique Surface fondament. regradée, équilibre entre ablation et surrection.		Altération de type tropical. dolines sur M.Grit.	Lapiés géants		Mise en relief des inselbergs. Karstification du Calc.Carbonifère.
1ères déformations tectoniques 1ère Transg.marine	Rejeu des axes hercyniens de Gower	Flexures et failles au Sud des B.Beacons: Rajeunissement lent sur les plateaux; karst de Trefil.	Système de pentes du Sud vers le N.	Rejeu modéré des axes hercyniens	Rajeunissement lent; rejeu des axes hercyniens?
Rhexistasie généralisée (Burdigalien supérieur?)	Remplissage des cavités calcaires.	Fossilisation du karst de Trefil.	Remplissage des cavités calcaires	Colmatage du Calc.Carboni.	Argiles de Flimston; colmatage du C.Carbo.
Climat tempéré-chaud	Nouvelles déformations Aplanissement du Calc. par corrosion super. (Gower).	Rajeunissement lent. Pédogenèse "hydrolysante" plus modérée	Soulèvement du N. cassures dans le S. Mise en creux du calcaire (centre et S.de la F.of D.)		Aplanissements locaux sur calcaire carboni.
2ème Transgres. marine	Ecrêtage des collines de V.Grès Rouge (Gower) *Soulèvement du Bassin Houiller*	*Surrection du bloc B.Mountain-B.Beacons et naissance du Grand Escarpement du S.Gal.*			
Refroidissement fini-reuvérien		Incision du réseau	Dégag^{t} du crêt occ. Incision de la Wye	Pédimentation Rejeu du bombement.	Epandages quartzeux; début de l'incision du Cleddau.

TABLEAU N°12 : TABLEAU SYNOPTIQUE DU PAYS-DE-GALLES MÉRIDIONAL, DE LA FOREST OF DEAN ET DES MENDIPS.

ENSEMBLE NORD-GALLES	SNOWDONIA	ANGLESEY	CADER IDRIS, HARLECH DOME, BAIE DE CARDIGAN	NORD-EST (CLWYD)	BORDURE CENTRE-EST.
Evolution acyclique de la surface fondamentale.	Couver. carbo. et trias. déblayée au Lias Couver. liasi. déblayée au Cénomanien.	Inselbergs *Bloc stable* ↓			Déformations et jeu de blocs; érosion différentielle. ↓
Miocène ?	*1ères déformations:* soulèvement et basculement vers le Sud		*Subsidence de la baie de Tremadoc et activité de la faille de Mochras*	Surrection de la Clwydian Range et graben du Vale	
Crise rhexistasique (Burdigalien sup.)	Aplanis^{t} locaux sur shales	Basculement vers le S. Transgres. marine	*Surrection du Harlech D. et du bloc du Cader Idris* (début)	Colmatage du calc. Dégradation lente sur les plateaux (alvéoles); aplanis. locaux sur calcaire	jeu de blocs et déformations à grand rayon de courbure ↓
Refroidissement fini-reuvérien	Continuation des déformations		relief appalachien au N. du Cader Idris Rejeu de la faille de Bala	Incision du réseau	Cassures jusqu'au Pleistocène.

TABLEAU N°13: TABLEAU SYNOPTIQUE DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU PAYS-DE-GALLES SEPTENTRIONAL ET CENTRE-ORIENTAL.

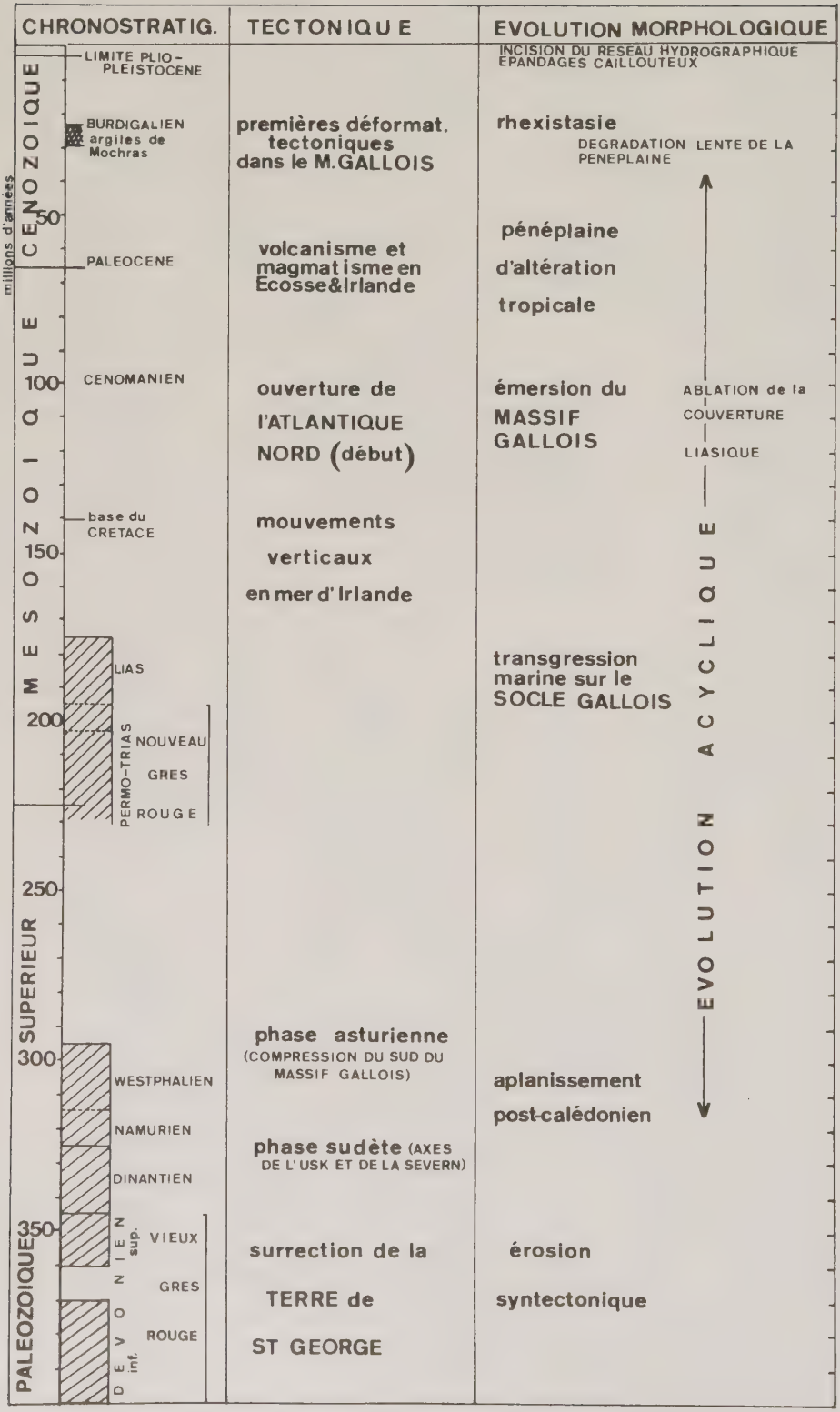

CHRONOSTRATIG.
TECTONIQUE
EVOLUTION MORPHOLOGIQUE
millions d'années
CENOZOIQUE
MESOZOIQUE
PALEOZOIQUE
SUPERIEUR
LIMITE PLIO-PLEISTOCENE
BURDIGALIEN
argiles de Mochras
PALEOCENE
CENOMANIEN
base du CRETACE
LIAS
PERMO-TRIAS
NOUVEAU GRES ROUGE
WESTPHALIEN
NAMURIEN
DINANTIEN
DEVONIEN sup.
VIEUX GRES ROUGE
DEVONIEN inf.
50
100
150
200
250
300
350
premières déformat. tectoniques dans le M.GALLOIS
volcanisme et magmatisme en Ecosse&Irlande
ouverture de l'ATLANTIQUE NORD (début)
mouvements verticaux en mer d'Irlande
phase asturienne (COMPRESSION DU SUD DU MASSIF GALLOIS)
phase sudète (AXES DE L'USK ET DE LA SEVERN)
surrection de la TERRE de ST GEORGE
INCISION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE
EPANDAGES CAILLOUTEUX
rhexistasie
DEGRADATION LENTE DE LA PENEPLAINE
pénéplaine d'altération tropicale
émersion du MASSIF GALLOIS
transgression marine sur le SOCLE GALLOIS
aplanissement post-calédonien
érosion syntectonique
ABLATION de la COUVERTURE LIASIQUE
EVOLUTION ACYCLIQUE

TABLEAU n° 14

CHAPITRE 3 .LES RETOUCHES GLACIAIRES ET PÉRIGLACIAIRES AU QUATERNAIRE.

Bien que l'existence de glaciers ait été prouvée dès le milieu du siècle dernier en Caernarvonshire (Buckland,1842),l'extension exacte du domaine glacié au Quaternaire,le nombre de glaciations qu'a subies le Massif Gallois et l'âge de celles-ci sont encore loin d'être parfaitement connus.Depuis la dernière mise au point collective sur le sujet (C.A.Lewis,editor,1970),d'importantes divergences subsistent entre les spécialistes (cf.D.Q.Bowen,1977; E.Watson,1977).

Ces difficultés s'expliquent par la nature du terrain: nulle part,on ne trouve de bonnes coupes montrant la superposition incontestable de formations glaciaires se rapportant à deux périodes glaciaires distinctes (cf.Bowen,in T.R.Owen, 1974).La stratigraphie du Quaternaire ne dispose ici ni de sédiments marins,comme dans certaines régions méditerranéennes ou riveraines de la mer du Nord,ni des loess si utiles dans les plaines du Nord de l'Europe (cf.J.Sommé,1975).

Même pour le Weichsel (*Devensien*,d'après la terminologie britannique)(tableau n°15),il reste encore des imprécisions et l'ampleur attribuée à la glaciation fini-devensienne,dans le Massif Gallois,varie sensiblement d'un auteur à l'autre.

Notre approche du problème est essentiellement morphologique,l'objectif étant d'apprécier l'importance réelle des retouches glaciaires ou périglaciaires dans le relief et le modelé du Massif Gallois.

°.°

A) NOMBRE ET AGE DES GLACIATIONS AYANT INTERESSE LE MASSIF GALLOIS: MISE AU POINT SUR LES DONNEES RECENTES.

Sur le plan chronologique,*un schéma relativement précis n'est établi que pour le Devensien* (cf.Bowen,in T.R.Owen,1974,pp.373-426; G.R.Coope,in F.W. Shotton,1977) (1) (fig.137).

*Au Devensien inférieur et moyen,*un climat froid et sec accompagna l'extension de la toundra.Ce régime fut interrompu par deux interstades,bien définis dans les Midlands: celui de Chelford,vers 60 000 BP et celui d'Upton Warren,entre 30 000 et 43 000 BP (Coope,1977,op.cité,fig.5.1).*Pendant toute cette période,il n'y a aucun témoignage de glaciation au Pays-de-Galles,comme d'ailleurs dans le reste de la Grande-Bretagne.*

*Entre 25 000 BP et 15 000 BP,se place la glaciation principale du Devensien,*avec,pour le Pays-de-Galles,deux zones d'alimentation distinctes:
1°) *une source locale,*sur les hauteurs du Nord-Ouest (de la Snowdonia au Cader Idris) et sur les plateaux du centre,à l'Est de la ligne de partage des eaux entre Baie de Cardigan et Canal de Bristol.L'épaisseur présumée de la calotte de glace varie beaucoup selon les auteurs.Pour Boulton,elle devait atteindre au moins 1000m en Snowdonia (Boulton et al.,in Shotton,1977).
2°) *une source lointaine(Ecosse et District des Lacs).*Les glaces s'écoulaient vers le Sud,par la cuvette de la mer d'Irlande,presque totalement émergée lors du maximum glaciaire,entre 20 000 et 18 000 BP,lorsque le niveau de la mer était à -130m (cf.Mitchell,in Shotton,1977,chap.13).L'inlandsis se scindait en deux branches contournant le Massif Gallois par l'Ouest et par l'Est.La première traversait l'île d'Anglesey,débordait sur le Sud de la presqu'île de Lleyn et se déversait dans le centre et l'Ouest de la Baie de Cardigan (Garrard et Dobson,1974).La deu-

(1) La coupe ayant servi de stratotype au Devensien se trouve à Four Ashes,dans le Staffordshire (SJ 925 085).

TABLEAU n°15: CORRELATION entre les STRATIGRAPHIES BRITANNIQUE et NEERLANDAISE du QUATERNAIRE RECENT (Les Interglaciaires sont en italique).

STRATIGRAPHIE NEERLANDAISE	STRATIGRAPHIE BRITANNIQUE	Niveau de la mer probable (maximum)
WEICHSELIEN	DEVENSIEN	
EEMIEN	*IPSWICHIEN*	*+ 8-15m*
SAALIEN	WOLSTONIEN	
HOLSTEINIEN	*HOXNIEN*	*+ 25m* (Mitchell) *+ 40m* (Shotton)
ELSTERIEN	ANGLIEN	

xième s'étalait dans la plaine du Cheshire-Shropshire,jusqu'au Sud de Wolverhampton (Shotton,1977; cf.ci-dessus p.537).

Dans le Nord-Ouest du Pays-de-Galles,la déglaciation était terminée à la date de 14 468 BP (Boulton,1977 a.)et un climat très froid et sec,à permafrost, s'installa à ce moment (Coope et Brophy,1972, Simpkins,1974)(1).

Une amélioration climatique brutale mais courte se produisit pendant *l'interstade de Windermere,* vers 13 500-13 000 BP,avec des maxima thermiques aussi élevés qu'aujourd'hui.Elle fut suivie d'une nouvelle détérioration et du rétablissement d'un régime périglaciaire avec permafrost à partir de 12 000 BP.Vers 11000 BP,le climat devint franchement arctique,avec la renaissance de quelques petits glaciers de cirque au Pays-de-Galles et de calotte en Ecosse.Un retour brutal à un climat tempéré se produisit vers 10 000 BP.Le calendrier de ces variations climatiques a pu être établi avec une grande précision grâce à l'étude des assemblages de fossiles de coléoptères (Coope,1977 b.)(fig.137).

Autant les données chronologiques relatives au Devensien britannique paraissent cohérentes et sûres,autant celles concernant le pré-Devensien relèvent souvent de l'hypothèse.Les corrélations restent fragiles et discutées entre les différents secteurs du Pays-de-Galles,les Midlands et l'East Anglia et entre la Grande-Bretagne et l'Irlande.

Le dernier interglaciaire,Ipswichien, si l'on adopte la stratigraphie de l'East Anglia,est bien représenté à Four Ashes,dans les Midlands.L'étude de la flore et celle de la faune (en particulier,les assemblages de coléoptères) ré-

---

(1) L'hypothèse d'une réavancée distincte de la glaciation principale,ayant intéressé Anglesey et la presqu'île de Lleyn (Saunders,1968) a été récemment contestée (Boulton,in Bowen,1977).Par contre,une telle réavancée existerait bien dans le Vale of Conway (A.Fishwick,in Bowen,1977),dans le Vale of Clwyd (Rowlands,1971) et dans la plaine du Cheshire (ci-dessus p.538).Elle aurait eu lieu après 18 000 BP,car les dépôts correspondants ont mis sous scellé un os de mammouth de cet âge.

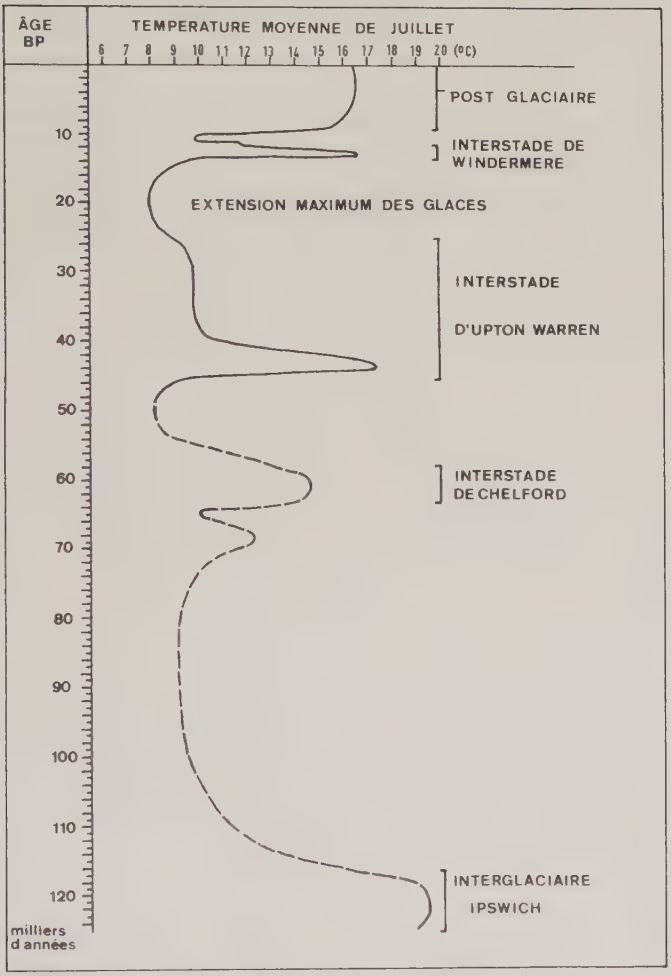


fig.137 : VARIATIONS des TEMPERATURES d'ETE dans les MIDLANDS depuis le dernier Interglaciaire, d'après les coléoptères -tiré de G.R. COOPE, 1977-

vèlent que l'optimum climatique fut alors plus chaud qu'aujourd'hui.Les températures moyennes de juillet dans les Midlands étaient de l'ordre de 20° contre 16 à 17° actuellement (Coope,1977)(1).

A cet interglaciaire,se rapporterait la plage à Patella et celle à Neritoïdes de la côte Sud de Gower (A.Guilcher,1974c ;Bowen,1974).Dans la grotte de Minchin Hole,les deux plages sont séparées par une brèche contenant une faune tempérée,avec des restes de Rhinocéros *D.Hemitoechus* (Falconer).Cette faune serait spécifique de cet interglaciaire (Sutcliffe,1960).Cependant,cette interprétation n'est pas unanimement acceptée: G.F.Mitchell soutient qu'il y a sur cette côte,comme aux îles Scilly,deux plages se rapportant à deux interglaciaires différents (Hoxnien et Ipswichien).La plage la plus ancienne se différencie de la seconde par l'absence ou la rareté des erratiques d'origine lointaine (Mitchell, 1972 et 1977).Le problème général de la datation des plages de bas niveau antérieures à au moins une période froide,a été présenté récemment par A.Guilcher (1974c,article cité) où l'auteur souligne le désaccord persistant entre les chercheurs britanniques.

Pour la période précédant le dernier interglaciaire,les données sont rares.L'"Older Drift" des anciens auteurs est généralement devensien (Pays-de-Galles septentrional,Midlands).L'extension de la glaciation *wolstonienne* (post-hoxnienne et pré-ipswichienne) reste mal connue:

- Il n'en existe aucune trace en East Anglia et dans le domaine glacié au Devensien supérieur.Par contre,dans la région de Birmingham,Shotton a décrit une épaisse séquence qu'il attribue au Wolstonien (Shotton,1976).La stratigraphie des dépôts a permis à cet auteur de recenser deux avancées glaciaires successives (Shotton,1977).

- Dans le Bassin de la mer d'Irlande,l'accord est quasi unanime pour considérer

(1) Ces températures sont néanmoins insuffisantes pour qu'on attribue à cet interglaciaire les sols et altérites très évolués repérés dans le plan de la surface fondamentale.La durée de l'interglaciaire paraît trop courte eu égard aux épaisseurs observées.

qu'au Wolstonien,*une énorme masse de glace d'origine écossaise se déversait vers le Sud* (G.F.Mitchell,in Shotton,1977,p.176).C.Kidson lui attribue les erratiques repérés à Fremington,dans la baie de Barnstaple (côte Nord du Devon) (Kidson, 1971; Kidson et Wood,1974).Le désaccord apparaît sur l'extension maximale de cet inlandsis.Mitchell considère qu'il a atteint l'île de St Martin's,dans l'archipel des Scilly; Kidson pense au contraire que les glaces wolstoniennes ne sont pas arrivées jusque là (G.F.Mitchell,1972,p.183; Kidson,in Kidson et Tooley,1977).

- Le long de la côte Sud du Massif Gallois (Pembrokeshire,Gower,Vale of Glamorgan),des erratiques provenant du bassin de la mer d'Irlande et même d'Ecosse ont été signalés depuis longtemps (Strahan et Cantrill,1904; Strahan,1907; Woodland et Evans,1964).Ce sont de rares blocs isolés,dispersés le long du littoral (Pembroke) ou des formations discontinues (Gower,région de Pencoed dans le Vale of Glamorgan).Cet "Older Drift" est rattaché habituellement à une glaciation wolstonienne mais rien n'interdit,en fait,de l'attribuer à une glaciation encore plus ancienne,"anglienne",par exemple.

L'interglaciaire hoxnien n'a pas été repéré de façon sûre au Pays-de-Galles,sauf peut-être à West Angle Bay (ci-dessus p.235) et,d'après G.F.Mitchell, à Gower.L'optimum climatique était nettement plus frais que le climat actuel (Turner,1970).Le niveau de la mer aurait atteint +40m (Shotton et al.,in Shotton 1977,p.271) ou +25m (Mitchell,in Shotton,1977,p.175).

°_°

B) L'EXTENSION DU DOMAINE GLACIE AU QUATERNAIRE ET L'EPAISSEUR DE LA GLACE AU DEVENSIEN SUPERIEUR.

Il est couramment admis que le Pays-de-Galles a été,dans sa presque totalité,recouvert par une épaisse calotte de glace,au moins deux fois au Quaternaire.Dans l'introduction de son livre "*The Glaciations of Wales and Adjoining Regions*" C.A.Lewis écrivait en 1970: "We accept,without too much hesitation,that thicknesses of 1000m or more of ice covered many areas of Wales".Pourtant,le même auteur,dans sa thèse (*"The Periglacial Landforms of the Brecon Beacons"*,1966b)traitant d'une région considérée comme un centre de glaciation locale au Devensien supérieur,avait noté que les formations de pente et d'interfluve,dans cette région,sont essentiellement d'origine périglaciaire,contrairement à l'interprétation classique du Geological Survey.

L'extension du domaine glacié au Quaternaire récent n'est donc pas aussi évidente que le suggèrent beaucoup de cartes présentant des limites précises.Même pour la dernière période froide,le Devensien,les différences sont grandes d'un auteur à l'autre: Mitchell considère que l'essentiel de la presqu'île de Lleyn,la bordure de la Baie de Cardigan et tout le SW du Pays-de-Galles n'ont pas été recouverts de glace.A l'opposé,D.Q.Bowen fait passer sa limite beaucoup plus au Sud, de la baie de St Brides aux Mynydd Prescelly et de la baie de Carmarthen à Gower (Bowen,in T.R.Owen,1974,fig.100).

Ces divergences s'expliquent en partie par les méthodes utilisées pour reconstituer l'extension des anciens glaciers:

- La première source de données correspond aux *coupes du littoral* (cf.Bowen in T.R.Owen,1974; Bowen,in Kidson et Tooley,1977).Cette approche stratigraphique du

problème présente plusieurs inconvénients:

1.Elle suppose connu l'âge de la plage de bas niveau supportant des formations glaciaires ou périglaciaires.Or,on a vu que le désaccord subsiste sur ce point. Il s'en suit que les corrélations basées sur ces coupes littorales ne font pas l'unanimité.

2.L'existence de formations glaciaires,le long du littoral,ne préjuge pas de l'extension des glaces à l'intérieur des terres,lorsque les erratiques proviennent exclusivement du bassin de la mer d'Irlande: par exemple,sur la côte Ouest du Pembrokeshire,le modelé de détail,la nature des dépôts de pente des inselbergs de la presqu'île de St David's ne sont pas compatibles avec une glaciation récente ,bien que,le long du littoral,des formations glaciaires soient présentes.Des erratiques d'origine lointaine,incorporés dans une formation de plage ou reposant sur une plate-forme littorale ont pu être abandonnés lors de l'échouage d'icebergs,quand le niveau de la mer restait encore assez haut,avant la régression pléni-glaciaire.Rappelons que le niveau de la mer de l'interglaciaire hoxnien aurait atteint +40m d'après Shotton et +25m d'après Mitchell.Des phénomènes *glaciels* ne sont pas exclus sur le littoral méridional du Pays-de-Galles (cf.Mitchell, 1972 et 1977).

3.La distinction des formations glaciaires et périglaciaires n'est pas toujours évidente.Le problème est compliqué par le fait qu'*un matériel,périglaciaire quant à son mode de dépôt et de transport,peut remanier des formations glaciaires*.L'âge du remaniement étant discutable,l'interprétation des coupes l'est aussi,par voie de conséquence.

Une controverse,toujours d'actualité,concerne ainsi les *falaises de la Baie de Cardigan,de part et d'autre d'Aberystwyth* (D.Bowen,1977; E.Watson,1977). Pour Watson,le head supérieur,caractérisé par sa couleur bleue,est un dépôt de

pente périglaciaire incorporant des éléments détritiques façonnés par une glaciation antérieure,pré-ipswichienne (E.Watson,1967)(1).Au contraire,pour Bowen (1974), c'est une formation glaciaire fini-devensienne,d'origine locale ou régionale,redéposée par des processus périglaciaires depuis la déglaciation.

Dans la première hypothèse,la région fut libre de glace au Devensien; dans la seconde,elle fut recouverte par une épaisse calotte lors de la dernière glaciation.

- Depuis quelques années,l'Institute of Geological Sciences (Continental Shelf Unit) a entrepris une *étude systématique des dépôts quaternaires de la mer d'Irlande et de la mer Celtique.*Déjà,des résultats intéressants ont été publiés (Garrard et Dobson,1974; H.Pantin,1977).On peut les résumer ainsi:
1.Le bassin de la mer d'Irlande,y compris le Canal St George et l'Ouest de la Baie de Cardigan,est *tapissé par une épaisse formation glaciaire aux caractéristiques très uniformes sur toute son étendue:* matrice fortement calcaire,abondance des erratiques provenant du Mésozoïque et du Paléozoïque supérieur affleurant dans le fond de la mer d'Irlande,abondance des sables marins et des fragments de coquilles marines.
2.L'épaisseur et l'écoulement du matériel étaient *étroitement contrôlés par la topographie pré-glaciaire:* la presqu'île de Lleyn et les hauts fonds de la "Cordillère de la mer d'Irlande" ont protégé la baie de Tremadoc et l'Est de la Baie de Cardigan,de l'invasion par le glacier septentrional.

Cette nappe de dépôt glaciaire s'amincit progressivement vers le Sud et *disparaît au large de la pointe SW du Pembrokeshire* (fig.138).Au-delà,en mer Celtique,dans le Canal de Bristol et la baie de Carmarthen,il n'y a aucune trace de

(1) L'observation,au microscope électronique à balayage,des grains de quartz contenus dans ce head a confirmé que ceux-ci avaient été façonnés par la glace (P.J. Vincent,1976).

ce matériel.Par contre,on trouve quelques placages d'argiles à blocaux jusqu'au Nord des îles Scilly (Pantin,1977).Ils sont sans doute contemporains des formations littorales de la côte Nord du Devon.

3.En baie de Tremadoc et dans la partie orientale de la Baie de Cardigan,le fond de la mer porte un "drift" *non calcaire,avec des erratiques d'origine locale exclusivement (Paléozoïque inférieur),analogue au head bleu des falaises de Morfa Bychan,* au Sud d'Aberystwyth.Vers l'Ouest,ce drift passe *sous* la formation calcaire.

4.Comme la formation morainique de la mer d'Irlande passe vers le Nord à des dépôts glaciaires datés du Devensien et que des "*kettle-holes*" ont été repérés à sa surface,elle est *attribuée à la glaciation fini-devensienne:* un énorme glacier descendait des Highlands écossais vers le Sud et atteignait l'entrée occidentale du Canal de Bristol.Le long de la côte de la Baie de Cardigan,Garrard et Dobson imaginent une série de petits glaciers de piedmont alimentés sur les hauteurs du Nord et du Centre-Galles.Ils étalaient leurs débris en avant de la côte.

Cependant,comme ce matériel paraît similaire au head bleu des falaises littorales que E.Watson a étudié (Watson,1967),il est *possible que le drift bleuté d'origine galloise soit lui-même une formation périglaciaire.*Garrard et Dobson signalent d'ailleurs que,dans les carottages,le façonnement glaciaire est loin d'être exclusif.Dans ce cas,on aurait la preuve que le matériel d'origine glaciaire remanié par la solifluxion dans le head des falaises de Morfa Bychan est bien hérité d'une glaciation pré-ipswichienne,comme le croit Watson,puisque le drift qui le contient passe,vers l'Ouest,sous l'argile glaciaire de l'inlandsis fini-devensien de la mer d'Irlande.

En mer Celtique,au SW de l'extrêmité occidentale du Pembrokeshire et dans le Canal de Bristol,les seuls dépôts glaciaires se rapportent à un *épisode*

plus ancien,wolstonien ou même antérieur.Leur mauvais état de conservation s'explique par les phases d'érosion météorique qu'ils ont subies,au moins pendant la régression devensienne,et par l'abrasion marine,lors des transgressions marquant le début de l'interglaciaire Ipswich et le Post-Glaciaire.

Ces résultats concordent bien avec les coupes littorales.Ils renforcent l'hypothèse de Watson d'un englacement négligeable du *Centre-Ouest* du Pays-de-Galles,au Devensien.Ils confirment aussi l'existence d'une glaciation antérieure (wolstonienne?) plus puissante,à la fois dans le bassin de la mer d'Irlande et sur le Massif Gallois lui-même.

- *L'analyse morphologique du modelé "continental" est le complément indispensable des coupes du littoral et des données sous-marines*.Cependant,la méthode doit être utilisée avec précaution pour reconstituer l'extension du domaine glacié: l'interprétation des formes et formations repérées sur le terrain comporte une large part d'incertitude,car la comparaison avec des phénomènes glaciaires actuels n'est pas toujours possible.

Un exemple illustre ces difficultés: c'est celui du *complexe de chenaux d'eaux de fonte,au Sud de Fishguard,dans le Pembrokeshire septentrional*.Il fut d'abord interprété comme un phénomène de marge glaciaire,créé par le débordement d'un lac proglaciaire né lorsque le glacier de la mer d'Irlande bloquait l'issue des rivières galloises.Les chenaux se seraient mis en place successivement,au fur et à mesure du retrait des glaces (Charlesworth,1929).

Plus récemment,sous l'influence de J.B.Sissons,on a considéré que ces chenaux étaient *nés sous la glace* (Bowen et Gregory,1965).Les principaux critères retenus pour l'identification des chenaux sous-glaciaires étaient:

1°) l'existence de contre-pentes et de bossellements accidentant leur profil en

long,

2°) l'organisation des chenaux en un réseau anastomosé.

Ce sont des formes comparables à celles décrites sur la bordure méridionale de l'inlandsis weichselien (cf.Tricart et Cailleux,1962,pp.356-358).Les contre-pentes sont dues à la circulation d'eaux sous pression.Ces chenaux sous-glaciaires sont creusés sous de la glace morte,lors des phases de retrait.Ils sont cantonnés dans une étroite zone marginale.

Leur existence au Sud de Fishguard implique donc une avancée maximale des glaces plus méridionale que celle préconisée par Charlesworth,mais la différence ne doit pas être considérable: la nouvelle interprétation des chenaux confirme que cette côte Nord du Pembrokeshire,en contrebas des Mynydd Prescelly, était *une zone de glaces mortes*,en marge de l'inlandsis de la mer d'Irlande,au Devensien.Entre les collines de Pen Caer et celles de Dinas,les eaux de fonte avaient tendance à s'accumuler,favorisant la convergence des chenaux sous-glaciaires.Il ne semble pas que l'épaisseur de glace nécessaire à la formation de ceux-ci soit très importante et les collines voisines ne devaient pas être recouvertes de glace.Ceci s'accorde avec le modelé périglaciaire qu'on y observe aujourd'hui (voir ci-dessus p.239).

Les divergences les plus graves,au sujet de l'extension du domaine glacié au Devensien,concernent le Centre-Ouest du Pays-de-Galles,dans *la région d'Aberystwyth et de son arrière-pays*.Pour D.Q.Bowen,celle-ci était couverte,au Devensien *supérieur*,par une épaisse calotte de glace étalant des lobes dans toutes les directions,et en particulier vers la Baie de Cardigan (Bowen,1974,1977).

A partir d'une patiente étude de terrain,E.Watson s'est efforcé de prouver *le rôle modeste des glaces devensiennes dans toute cette région* (Watson,in C.A.Lewis,1970,chap.VI).Même dans ce qui paraissait être le modèle d'une auge gla-

ciaire,la vallée de Tal-y-Llyn,il a montré que le lac du même nom ne devait rien au surcreusement glaciaire ou à une moraine frontale: il s'est formé à la suite d'un éboulement barrant la vallée (voir ci-dessus p.579).

L'absence de moraines est frappante dans les basses vallées du Dysynni, du Dyfi (Dovey),du Rheidol.Les seuls dépôts morainiques de la région se trouvent le long de la côte,au Sud de Llanrhystud,et ont été apportés par de la glace "nordique",depuis la Baie de Cardigan.

Sur les hauts plateaux de l'intérieur,toutes les formations de surface sont typiquement périglaciaires et se situent préférentiellement sur des roches gélives: mudstones,shales.Quelques éléments d'origine glaciaire sont réincorporés dans ce matériel mais ils constituent une faible part de l'ensemble.

Pour Watson,tout ceci prouve qu'il n'y a pas eu d'englacement généralisé de cette région,au Devensien,mais seulement de petits glaciers de cirque (Cader Idris) ou de modestes glaciers de plateau responsables des petits lacs éparpillés au-dessus de 450m,le long de la zone de partage des eaux entre Rheidol et Dyfi.*Toute cette région,du Mynydd Bach à la vallée de Tal-y-Llyn,se différencie donc très nettement de la Snowdonia (sensu stricto) et de la cuvette de Trawsfynydd* où les glaces devensiennes ont probablement atteint d'assez fortes épaisseurs.

Les arguments avancés par E.Watson n'ont pas convaincu tout le monde: Potts (1968) soutient que les hauts plateaux du Cardiganshire ont été occupés par une épaisse calotte de glace,jusqu'au Devensien terminal; mais les conditions climatiques auraient été tellement rudes immédiatement après la déglaciation (vers 14 500 BP),que les formations de pente ont été entièrement remaniées par la solifluxion.Pour cet auteur,cela suffit à rendre compte des masses énormes de dépôts remobilisés et du modelé périglaciaire actuellement observé.Cette thèse est celle

retenue par D.Q.Bowen (1974,1977).Celui-ci souligne la contradiction existant entre l'hypothèse d'un Pays-de-Galles occidental libre de glaces au Devensien, et le fait bien établi que des langues de glace descendaient les grandes vallées orientales du Massif Gallois (Dee,Severn,Wye...).*Où se faisait l'alimentation de ces glaciers de vallée,sinon sur les hauts plateaux du Centre-Ouest du Pays-de-Galles,d'autant mieux alimentés en neige qu'ils devaient recevoir de plein fouet les vents dominants?*

Le problème soulevé par D.Q.Bowen est réel.En Ecosse,c'est bien sur la façade occidentale que les glaciers devensiens ont connu leur développement maximum.Cependant,faut-il rejeter *a priori* les conclusions tirées des observations de terrain,sous prétexte qu'elles vont à l'encontre du schéma habituel?

Or,d'autres faits que l'omniprésence du modelé périglaciaire s'ajoutent pour renforcer l'hypothèse de Watson:

1°)Il est peu vraisemblable que les *4 à 5000 ans* qui séparent la déglaciation du Pays-de-Galles septentrional,vers 14 000 BP (1),du réchauffement de 10 000 BP, aient suffi à détruire toute trace de modelé glaciaire et à le remplacer par un modelé périglaciaire entièrement nouveau.C'est d'autant plus difficile à admettre que sur ces 5000 ans,il y eut *l'interstade de Windermere* qui dura au moins 1 millier d'années,pendant lesquelles les processus périglaciaires ont dû s'interrompre (Coope,1977b)(fig.137).La comparaison avec les régions voisines (Harlech Dome, cuvette de Trawsfynydd,région des Moelwyn au Sud de la Snowdonia,Anglesey...)où *le modelé glaciaire s'est au contraire parfaitement conservé,même là où le matériel était théoriquement très apte à la gélifraction et donc à une remobilisation par la solifluxion,*jette d'ailleurs les plus grands doutes sur la thèse de Potts. En effet,dans tous ces secteurs,la déglaciation fut à peu près contemporaine.

(1) Un niveau organique dans un kettle-hole post-glaciaire,à Glanllynnau,au fond de la baie de Tremadoc,a été daté de 14 468 ±300 BP.

2°) *L'absence,dans tout le Pays-de-Galles central et méridional,de plages soulevées post-glaciaires* qui seraient nées d'un réajustement isostasique, est difficilement compatible avec l'hypothèse d'un englacement puissant au Devensien supérieur.Dans le Nord du Pays-de-Galles,la plage post-glaciaire se trouve à +5m (B.Rowlands,1955; Whittow,1965).Sur la côte Sud de la presqu'île de Lleyn,à Porth Neigwl,on avait d'abord cru reconnaître une plage soulevée (Whittow,1960),mais pour I.M.West,il s'agit en fait d'un élément de plage actuelle,cimentée par de la calcite (I.M.West,1972).

3°) Même en Snowdonia et sur le dôme de Harlech et les régions voisines,*les glaces locales n'ont pas pu empêcher l'étalement,dans les régions basses périphériques (Arvon,Anglesey,baie de Tremadoc),de celles qui venaient d'Ecosse*.Malgré l'exposition théoriquement favorable,les hauts sommets de la Snowdonia n'ont pas alimenté de puissantes langues glaciaires vers l'WNW.Plus au Sud,la cuvette de Trawsfynydd,coincée entre les montagnes de Harlech,à l'Ouest,les hautes collines des Moelwyn,au Nord,et les Monts Arenig à l'Est,a probablement supporté la calotte de glace la plus épaisse de tout le Pays-de-Galles.Des glaciers assez puissants en divergeaient vers l'Est et le NE,au Sud des Denbighshire Moors,si l'on en juge par la nature des erratiques repérés dans les formations glaciaires ou fluvioglaciaires des vallées et dépressions orientales du Massif Gallois.Par contre, vers l'Ouest,les glaciers paraissent avoir été plutôt squelettiques.

4°)Des études de géophysique effectuées dans les estuaires du Glaslyn,du Mawddach, du Dysynni et du Dyfi ont d'ailleurs montré l'absence de surcreusement glaciaire au débouché de ces vallées (Blundell et al.,1969).

Il existe une *différence fondamentale dans la morphologie des lits fluviaux,de part et d'autre de la ligne de partage des eaux entre Baie de Cardigan et Canal de Bristol:* à l'Ouest,les vallées ne présentent jamais de surcreusement

glaciaire et les moraines sont inexistantes.A l'Est,les grandes vallées descendant vers le Sud (Tywi,Neath,Tawe) ou vers l'Est (Dee,Severn,Wye...) ont été nettement façonnées par des langues glaciaires.Au débouché de la Neath et de la Tawe,le lit rocheux est incisé localement en ombilics creusés respectivement à -158m et -59m.Ces ombilics se terminent vers l'aval par des contre-pentes témoignant du travail glaciaire.La vallée du Tywi fut occupée par un glacier probablement aussi puissant mais on ne dispose pas de données précises sur le surcreusement glaciaire.

Tous ces faits sont convergents sur un point fondamental: *dans le centre du Pays-de-galles,il existait,au Devensien,une dissymétrie très nette de part et d'autre de la ligne de partage des eaux formée par les Monts Cambriens* (du Plynlimon au Drygarn Fawr).La puissance relative des glaciers occupant les vallées orientales et Sud-orientales contrastait avec l'indigence du phénomène glaciaire sur la façade occidentale.

Dès lors,on peut se demander si *la morphologie pré-glaciaire n'a pas joué un rôle essentiel dans cette répartition:* si l'on admet qu'au Devensien,les vents d'Ouest prédominaient (1),ils chassaient la neige sur la façade orientale des Monts Cambriens,reproduisant en grand le phénomène observé au niveau des cirques glaciaires.Ceux-ci se localisent presque tous sur les versants NE.La prédominance des formes tabulaires sur les sommets gallois ne pouvait que faciliter le travail du vent et favoriser l'accumulation de la neige à l'Est de la zone culminante des Monts Cambriens.Il n'est pas sans intérêt de constater qu'un dispositif analogue existe en Cumbria (District des Lacs) où les cirques du Massif de Helwellyn et de la Skiddaw Forest font face à l'Est et au NE.Une dissymétrie

(1) Notons,cependant,que pour Lamb (in Shotton,1977,p.289),les vents d'Est étaient probablement dominants l'hiver.

de même type oppose les versants lorrain et alsacien des Vosges.Dans chacune de ces régions,comme au Pays-de-Galles,l'effet de chasse-neige créé par le vent sur des surfaces culminantes tabulaires est l'explication la plus logique.

Dans le NE du Pays-de-Galles,la modestie des glaciers locaux a permis aux glaces allochtones d'origine nordique d'envahir le Vale of Clwyd et de remonter la vallée de la Wheeler et,plus à l'Est,de s'étaler dans la plaine du Cheshire en débordant légèrement sur les collines et plateaux gallois,comme l'Halkyn Mountain,par exemple.Les estuaires de la Dee et de la Mersey ont été localement surcreusés,non par la glace elle-même,mais par les eaux sous-glaciaires travaillant sous pression (F.T.Howell,1973).

L'ensemble des faits rapportés ci-dessus,rend improbable l'existence d'une calotte de glace épaisse ayant recouvert le Massif Gallois au Devensien supérieur.Pour toutes ces raisons,le modèle imaginé par Boulton et ses collaborateurs,pour l'épaisseur,le profil,le régime thermique et la puissance érosive de l'inlandsis devensien,est contestable (Boulton et al.,in Shotton,1977,chap.17).

La valeur d'un modèle dépend du choix des données de base ayant servi à le construire.Parmi celles retenues par Boulton,il y a l'étendue de la nappe de glace,la direction des courants de glace,les paléotempératures,le bilan du glacier.Or,toutes ces données sont loin d'être connues avec certitude et la confrontation du modèle proposé avec les réalités du terrain,vérification indispensable pour contrôler sa validité,révèle de nombreuses contradictions: l'inlandsis reconstitué par Boulton aurait,par exemple,de 1400 à 1500m d'épaisseur sur Anglesey.Or,sur le terrain,on constate que le sommet de la Holyhead Mountain,à 220m d'altitude,ne présente aucune trace de glaciation récente,mais seulement des gélifracts.De même,pour l'île de Man,le modèle suppose plus de 1500m de glace au

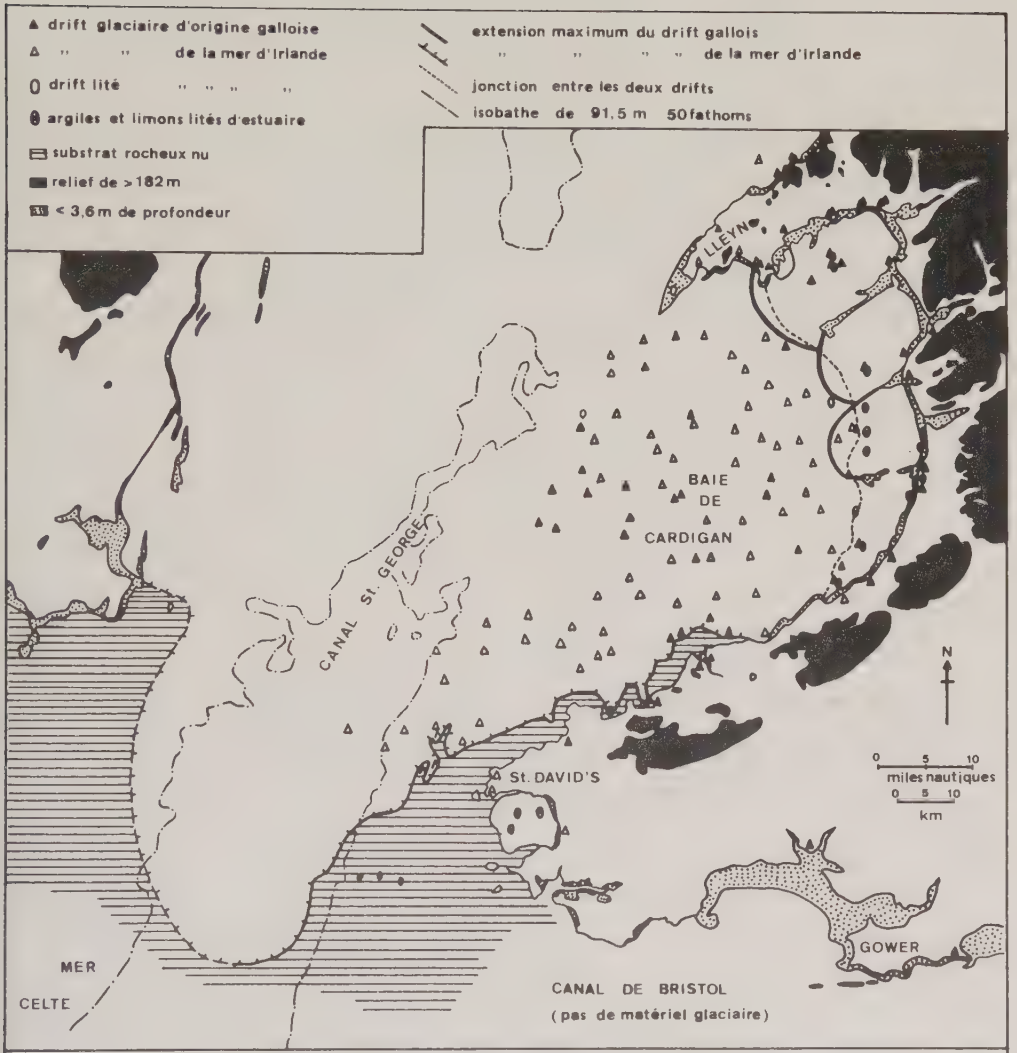


fig.138: REPARTITION DES SEDIMENTS GLACIAIRES AU LARGE DES CÔTES OUEST DU PAYS-DE-GALLES (d'après GARRARD ET DOBSON, 1974)

Devensien supérieur,en contradiction absolue avec les travaux de Thomas (1976).

En fait,l'élaboration d'un modèle d'inlandsis pour le Quaternaire britannique est sans doute prématurée pour deux raisons principales:

- Elle suppose que l'on connaisse parfaitement les modalités de la dynamique glaciaire et l'état de la glace au contact du substrat rocheux.Ce n'est pas le cas pour tous les types de glaciers (cf.Vivian,1975; Sugden,1974).Des observations concrètes sur le cheminement et l'hydrologie des eaux sous-glaciaires,comme celles qui ont été faites dans les Alpes Occidentales,apportent des renseignements précieux sur les mécanismes de l'érosion glaciaire et sur la vitesse d'écoulement de la glace.Les résultats ne sont pas toujours conformes à la théorie (voir à ce sujet Vivian,1975,p.323 et suivantes).

Le rôle essentiel de la topographie pré-glaciaire,qui ressort systématiquement de toutes les études régionales (bassin de la mer d'Irlande,estuaires de la Dee et de la Mersey,Shropshire,Sud-Galles ...) ne paraît avoir été suffisamment pris en compte dans le travail de Boulton.

- Les paramètres climatiques qui ont prévalu lors des glaciations quaternaires, ne sont connus qu'avec une large marge d'incertitude.Ils ne sont calculés que par extrapolation (Lamb,in Shotton,1977,chap.20).

°°°

C) L'INTENSITE DE L'EMPREINTE GLACIAIRE DANS LE PAYSAGE: TYPOLOGIE REGIONALE.

Les controverses portant sur l'extension et l'épaisseur maximum des glaces risquent de faire oublier que l'analyse de l'empreinte glaciaire dans le paysage est l'objectif essentiel du morphologue.Or,les limites proposées par les différents auteurs englobent en réalité un domaine très disparate: *l'occupation par la glace n'implique pas nécessairement de modelé glaciaire.*

En fonction de l'intensité du remodelage de la topographie par les glaces, une typologie régionale du Massif Gallois peut être dressée:

1er Type: *Régions qui n'ont jamais été recouvertes par les glaces.*

- Pembrokeshire méridional et central,
- Forest of Dean,
- Mendip Hills.

On considère généralement que tout le Pembrokeshire fut recouvert par le glacier pré-devensien qui descendait d'Ecosse et transporta jusqu'à Gower et sur la côte Nord du Devon des erratiques provenant de la presqu'île de St David's ou du Nord-Galles (cf.Bowen,1974).Or,les cailloutis fluviatiles d'âge prê-glaciaire de la gorge du Cleddau et du plateau de Castlemartin-Bosherston (ci-dessus p.234) prouvent que cette hypothèse est peu vraisemblable: une nappe de glace capable de mobiliser des erratiques jusqu'à Gower aurait nécessairement déblayé les cailloutis éparpillés sur la surface topographique.

Il est beaucoup plus probable que lors de la glaciation prê-devensienne, les glaces ont *contourné* le Pembrokeshire méridional en longeant les côtes et en pénétrant dans les estuaires (baie de Milford Haven,de West Angle etc...),mais elles n'ont pas débordé sur les plateaux littoraux.

Dans ces régions,le modelé pré-glaciaire est très bien conservé.Les seules retouches ont été l'œuvre de processus périglaciaires.

2ème Type: *Régions offrant des témoignages d'englacement mais sans véritable modelé glaciaire*.

- Régions côtières de la baie de Cardigan,au Sud de l'estuaire du Dyfi,à l'Ouest de la ligne de faîte des Monts Cambriens.Une glaciation pré-Ipswich est probable mais le remodelage périglaciaire a été total,comme l'a montré Watson (E.Watson,1965,1966a,1968,1970).

- De larges secteurs de plateaux,au NE,à l'Est et au Sud du Massif Gallois.On y trouve des roches polies par la glace mais la mobilisation du matériel était très restreinte dans l'espace.Au Nord du Moel Garegog,les alvéoles d'altération différentielle,hérités des climats chauds ou tempérés-chauds du Tertiaire,n'ont subi que de modestes retouches.Les altérites sableuses ou argileuses ont été conservées dans des positions topographiques variées.Ce sont surtout les flancs des alvéoles qui ont été le mieux nettoyés par les glaces (ci-dessus p.462).

Au Sud de la Fforest Fawr,des conditions analogues ont été faites: la préservation des altérites et du modelé tropical ou subtropical qui leur est associé, témoigne de la *paralysie relative des glaces* qui ont recouvert partiellement cette région (ci-dessus p.347).*Elles ont déplacé beaucoup plus qu'érodé,en se moulant étroitement sur la topographie pré-glaciaire*.Les erratiques situés à contre-pente de leur zone d'alimentation sont rares.Ils se localisent généralement près des langues glaciaires de vallées,dans des zones de transfluence: au Sud du Fan Fawr, les vallées de l'Hepste et de la Taf Fawr,d'abord largement évasées en amont,s'encaissent rapidement vers l'aval,de part et d'autre du Cader Fawr (fig.72).Lorsque les glaces descendant du Nord s'écoulaient par ces vallées,elles ne pouvaient s'en-

gouffrer aisément en aval; une partie d'entre elles ont débordé sur les collines voisines (Gwaen Cefn y Gareg,Cader Fawr,Cefn Cadlan) et déposé sur leurs pentes des blocs de Vieux Grès Rouge.Le même phénomène s'est produit dans les vallées du Bassin Houiller nées au Nord de l'escarpement de Grès de Pennant.

- Les plateaux des Denbighshire Moors,partiellement englacés lors de la glaciation fini-devensienne,présentent quelques formes de *"crag-and-tail"*,mais,dans l'ensemble,l'abrasion glaciaire y fut très modeste (voir p. 418)(Embleton,in C.A.Lewis, 1970,chap.3).

3ème Type: *Régions de modelé glaciaire*.

Ce modelé dépend de deux facteurs principaux:

.l'allure du relief pré-glaciaire,

.le régime du glacier: la température de la glace,les pressions exercées lors de son déplacement,la vitesse de ce dernier.

Le premier facteur permet *d'opposer les régions basses à topographie peu accidentée* (Anglesey,Vale of Glamorgan et bas plateaux de Gower,plaine du Cheshire-Shropshire,Vale of Clwyd...)*et celles à forte énergie de relief* (Snowdonia, Arenig Mountains,Cader Idris,région des Brecon Beacons...).

Les premières ont pour point commun d'avoir été envahies par des glaces dont l'alimentation se faisait ailleurs; d'un secteur à l'autre,l'abrasion ou l'accumulation est le facteur dominant du modelé.

Anglesey se trouvait sur le passage d'un glacier bien alimenté en amont, et dont l'écoulement était facilité par l'orientation des lignes de relief préglaciaires.Néanmoins,la vitesse de déplacement devait être relativement faible,en comparaison de celle des glaciers débouchant directement dans l'Océan Atlantique, au NW des Highlands écossais.L'abrasion glaciaire fut modérée: elle dégagea un *bossellement de collines dissymétriques,façonnées en roches moutonnées;* elles sont

constituées par de la roche en place et leur forme aérodynamique allongée dans le sens du flux glaciaire,rappelle celle des drumlins.La moraine de fond (1), nourrie pour l'essentiel par du matériel local,auquel s'ajoute quelques erratiques d'origine nordique,est cantonnée dans les creux.

Ce relief bosselé résulte d'un *raclage très imparfait des altérites formées dans le plan de la surface fondamentale*,beaucoup plus que de l'ablation d'une tranche de roche saine.Les noyaux de roche cohérente,mis à nu,ont été polis par la glace.Les stries et cannelures sont relativement rares.

Dans les autres régions envahies par des glaces allochtones,l'accumulation l'a généralement emporté sur l'abrasion.Les formes d'érosion se limitent à des chenaux creusés par les eaux de fonte soumises à de fortes pressions lorsqu'elles travaillaient sous la glace.L'incision est parfois spectaculaire dans la roche en place (bordure NW du couloir de Church Stretton,secteur de Fishguard dans le Pembrokeshire septentrional,estuaires de la Dee et de la Mersey...),mais ce ne sont que des formes mineures.

Les belles formes d'accumulation sont rares.Dans la *plaine du Cheshire-Shropshire*,les glaces fini-devensiennes ont abandonné une nappe de débris dont la lithostratigraphie est extrêmement complexe.Les études de plus en plus précises qui ont été faites montrent que la division tripartite autrefois proposée ("Lower Boulder Clay / Middle Sands / Upper Boulder Clay") simplifie abusivement la réalité.

---

(1) Le terme de *"moraine de fond"* est pris dans un sens large.Comme l'homothermie sous-glaciaire des glaciers "tempérés" exclut la gélifraction,et comme les phénomènes d'arrachement par la glace sont probablement très rares,il s'agit essentiellement de débris fournis par d'autres processus de désagrégation et mobilisés par le glacier,lors de son passage (cf.Vivian,1975,p.369 et suivantes).

Les glaces d'origine nordique (Ecosse,District des Lacs) étaient bloquées,dans leur extension,par celles débouchant des grandes vallées galloises.Il en résulte une superposition ou une juxtaposition de matériaux glaciaires ou fluvio-glaciaires (Worsley,in C.A.Lewis,1970,chap.4).Le substrat,formé de roches peu résistantes (shales,siltstones,grès friables) a fourni aux glaciers et aux eaux de fonte un matériel facilement mobilisable.La topographie est anarchique, façonnée,non dans la roche en place mais dans le "drift".

Au SE d'Ellesmere,lors d'un stade de retrait de l'inlandsis fini-devensien,*un complexe de kames et de kettle-holes* s'est mis en place au milieu de glaces stagnantes où les sédiments fluvio-glaciaires se déposaient entre ou sur des blocs de glaces résiduelles.Aujourd'hui,des lacs occupent les kettle-holes (voir F.W.Shotton,1977c).Les véritables drumlins sont rares dans cette plaine.

La partie méridionale des *bas plateaux de Gower et du Vale of Glamorgan* est restée hors des limites des glaces devensiennes (cf.Bowen,1970,in C.A.Lewis, chapitre 9,fig.9.1).Au Nord,kames et kettle-holes caractérisent,là aussi,une zone de glaces stagnantes où les eaux de fonte déposaient leurs sédiments entre des blocs de glaces résiduelles.

*Là où le relief antérieur était fortement accidenté,*les glaciers se sont adaptés à la topographie existante.Il en est résulté deux styles de glaciation:

1°) *En Snowdonia (sensu stricto),*où le paysage pré-glaciaire devait être assez aéré,des glaciers de vallée ou de cirque ont façonné un *modelé de type alpin.* Pour ce modèle de glaciation,les observations et conclusions faites dans les Alpes occidentales peuvent être prises en considération dans la mesure où les glaciers fini-devensiens de ce secteur étaient probablement "tempérés" (cf.Embleton

et King,1975)(1).

Toutes les grandes vallées (celles du Llyn Cwellyn,Nant Ffrancon,Nant Peris,Nant Gwynant...) ont été nettement réaménagées par les glaces:

. de véritables *auges glaciaires* existent dans la moyenne vallée du Nant Ffrancon,en aval des lacs Idwal et Ogwen,dans la basse vallée du Nant Peris,en aval de Gwastadnant et dans la vallée de l'Afon Gwyrfai (Llyn Cwellyn).

. des bossellements de *roches moutonnées et striées* sont fréquents,plus particulièrement au niveau des verrous: par exemple,dans la vallée du Nant Ffrancon, près de Ty-Gwyn,entre deux bassins rocheux comblés de sédiments argileux finiglaciaires.Au débouché du "Llanberis Pass",de magnifiques exemples de roches polies par les glaces sont visibles en bordure de Llyn Peris (SH 595 589).

Comme dans les Alpes occidentales,le *non-calibrage des vallées* reflète l'influence décisive de la structure: le long du Nant Ffrancon et du Nant Peris qui coulent perpendiculairement à la direction des couches ordoviciennes ou cambriennes,la vallée s'élargit dans les ardoises ou les shales et se retrécit à la traversée des grès ou des rhyolites.Le Llyn Cwellyn,le lac le plus profond du secteur,avec plus de 30m (A.Ferrar,1961),occupe un bassin rocheux surcreusé dans les ardoises ordoviciennes.La vallée du Nant Gwynant suit un ensellement général des couches ordoviciennes,mais comme elle s'encaisse tantôt dans des ignimbrites,tantôt dans des tufs moins résistants ou des brèches volcaniques,sa largeur est très variable.En aval de l'ombilic du Llyn Gwynant,un étroit verrou correspond à des ignimbrites.

En dehors des vallées,les glaces devensiennes ont ciselé de nombreux *cirques* à parois subverticales ou verticales: le débit des ignimbrites en grandes

(1) Ce sont les nombreux témoignages d'érosion sous-glaciaire par des eaux de fonte qui constituent le meilleur diagnostic du caractère "tempéré" d'un glacier.Dans ce cas,en effet,la glace est,sur toute son épaisseur,à la température proche de son point de fusion.

colonnes verticales était particulièrement apte à entretenir la raideur de ces murailles rocheuses.Dans les ardoises,les granites ou les grès,les cirques sont parfois moins raides car leurs parois ont été dégradées par la morphogénèse post-glaciaire.

Les vallées de l'Afon Gwyrfai,du Nant Peris,du Nant Ffrancon ne correspondent apparemment pas à des accidents structuraux.Elles sont *conformes à la pente générale du flanc NW de la Snowdonia,*beaucoup plus forte que la retombée orientale.La dissymétrie topographique d'origine tectonique canalisait d'importants volumes d'eaux dans les vallées nord-occidentales.Or,d'après Vivian,c'est l'hydrologie sous-glaciaire,beaucoup plus que l'épaisseur de la glace qui rend compte de l'intensité de l'érosion glaciaire dans les vallées (R.Vivian,1975).

Pour nous,il est fondamental de savoir si *le réaménagement de cette région par les glaces s'est accompagné de l'ablation d'un volume rocheux important.* L'étude détaillée des formations glaciaires ou fluvio-glaciaires reste à faire dans de nombreux secteurs,mais on sait déjà que *le surcreusement glaciaire dans les principales vallées de la Snowdonia fut modeste.*Les volumineuses accumulations glaciaires ou fluvio-glaciaires de l'Arvon ne doivent pas faire illusion: elles témoignent de la compétence et de la capacité des glaciers locaux,comme agent de transport,mais il est douteux qu'elles aient été nourries par la seule érosion glaciaire (1).Il faut tenir compte de deux faits:

- *Les glaces se sont installées sur un substrat plus ou moins altéré.*Sur les roches rhyolitiques,les altérites devaient être de l'ordre de quelques décimètres au maximum.Par contre,sur les grès,les dykes de dolérite ou les roches granitoïdes (granophyre,microgranite à riebeckite...),l'altération pouvait atteindre plusieurs

---

(1) Un problème exactement similaire se pose pour les importants volumes de matériel accumulés dans les vallées du Bassin Houiller méridional.

mètres d'épaisseur.Sur les ardoises ou les shales,des formations argileuses,minces mais fragiles,devaient recouvrir la roche-mère.

Dans la mesure où les langues glaciaires de la Snowdonia étaient probablement du type tempéré et comparables à celles des Alpes occidentales,on peut leur appliquer les observations rapportées par R.Vivian dans sa thèse (*op.*cité, 1975).*Sous le glacier,le substrat n'est pas gelé.*Il se trouve à des températures toujours proches de +0,5°C.L'écoulement sous-glaciaire peut donc prendre en charge limons,sables et débris plus grossiers.Ce n'est que sur les marges latérales et frontales du glacier et au niveau des grandes crevasses (rimayes des cirques glaciaires,par exemple) que les ondes thermiques pénètrent suffisamment en profondeur pour provoquer le gel du substrat.C'est là que les altérites sableuses pré-glaciaires risquent d'être conservées sous des dépôts morainiques,comme on en a observées en Ecosse,par exemple (A.Godard,1965).

Les deux agents essentiels de l'érosion glaciaire dans les vallées,à savoir les eaux sous-glaciaires et l'abrasion,se sont donc attaqués à un matériel déjà ameubli et aisément mobilisable,sauf sur les affleurements rhyolitiques.Il n'est donc pas étonnant que les shales,les ardoises,les grès et les roches granitoïdes aient fourni l'essentiel du matériel accumulé par les glaces,en Arvon (cf.Whittow et Ball,in C.A.Lewis,1970,chap.2).

- *Pendant tout le Devensien inférieur et moyen,*en dehors des interstades (voir ci-dessus,p.658 et fig.137),la région a connu un *climat froid permettant probablement la mise en place d'un permafrost.*Les affleurements rhyolitiques et ceux d'ardoises et de shales,directement soumis aux amplitudes thermiques,ont pu à ce moment fournir *d'abondants débris de gélifraction.*

Lors du maximum glaciaire,à la fin du Devensien,les principaux sommets de la Snowdonia,au-dessus de 610m (2000 pieds),d'après Whittow et Ball (art.cité),

formaient encore des nunataks subissant une intense cryoclastie.Tous ces débris étaient pris en charge par les langues glaciaires.

*Les accumulations des piedmonts témoignent donc beaucoup plus de l'intensité de l'érosion pré-glaciaire ou périglaciaire que de l'érosion proprement glaciaire,en amont.*Entre les vallées,sur les interfluves les mieux protégés,des altérites pré-glaciaires ont pu être conservées: par exemple,sur le sommet du Mynydd Mawr ou sur la bordure méridionale de la vallée du Nant Ffrancon,au Llyn-llwyd,où un paléosol contenant de la gibbsite dérive d'une roche-mère granitique (Ball,1964).

Dans la partie SE de la Snowdonia,*les environs de Rhyd,*au Nord du Vale of Ffestiniog,offrent un modelé un peu différent,adapté à un relief pré-glaciaire beaucoup plus tabulaire.Les plateaux schisteux décrits précédemment (voir p.568) ont supporté *des calottes de glace* coincées entre les glaciers du Vale of Ffestiniog et de l'Afon Glaslyn.De nombreux petits lacs occupent des bassins rocheux creusés dans les ardoises ou les shales.Les affleurements de dolérites donnent des corniches verticales flanquées vers le bas de tabliers d'éboulis massifs.Dans ce secteur,où dominent les ardoises et les shales ardoisiers,la déglaciation a été suivie d'une phase d'intense gélifraction responsable d'épais dépôts de pente.

Au Sud du Moelwyn Bach,on peut voir,sur un versant,la superposition d'une formation morainique à gros blocs émoussés et souvent striés,sous une grèze anguleuse nourrie à l'amont du versant.La fraîcheur du modelé glaciaire dans un matériel pourtant particulièrement sensible aux processus périglaciaires montre,*a contrario*,que l'arrière-pays d'Aberystwyth présenterait nécessairement des témoignages d'érosion glaciaire dans le paysage actuel,s'il avait été recouvert par une épaisse calotte de glaces à la fin du Devensien.

2°) *La région du Cader Idris et celle du Grand Escarpement du Sud-Galles* ont subi une glaciation aux effets encore plus restreints qu'en Snowdonia.

La topographie pré-glaciaire était beaucoup moins aérée: en raison de l'âge récent de la surrection de ces deux régions et de la mise en place des escarpements,les glaciers se sont installés sur des plateaux peu ou pas disséqués (voir p.579et p.346 et suivantes).

Des cirques se sont formés sur le front des deux grands escarpements et aussi sur leur revers.Les faces exposées au Nord ou à l'Est sont les plus propices à la formation des cirques.Le rôle de l'exposition est particulièrement net lorsque l'escarpement est découpé en éperons: en Fforest Fawr,par exemple,avec les cirques de la face Est du Fan Fawr et du Craig Cerrig Gleisiad,au SE du sommet du Fan Frynych (fig.73).

Dans le Cader Idris,E.Watson a montré le rôle décisif de la structure (diaclases,débit de la roche) sur la forme et le développement des cirques (Watson,1960).Dans les Brecon Beacons,C.A.Lewis a surtout étudié les complexes morainiques qui leur sont associés (C.A.Lewis,1966).

Bien que spectaculaires dans le paysage,ces cirques ne sont que des *retouches mineures à l'échelle du front montagneux créé par la tectonique*.Sur leur revers,des éléments de la surface fondamentale ont été conservés presque intacts (voir fig.73 et 133).Sur ces hautes surfaces portées en altitude par la tectonique néogène ou du Quaternaire ancien,il n'y a pas eu d'abaissement sensible de la surface topographique,même s'il y a eu occupation par les glaces devensiennes et antérieures.

Sur le piedmont Nord du Cader Idris,on retrouve un type de modelé glaciaire de calotte assez proche de celui des environs de Rhyd: les altérites pré-

glaciaires ont été nettoyées,des lacs ou des tourbières occupent de petits bassins rocheux; sur les collines,les roches sont moutonnées

Conclusion: Même dans les régions galloises où le paysage porte son empreinte, parfois spectaculaire comme en Snowdonia,la dernière glaciation et probablement aussi celles qui l'ont précédée,n'ont agi qu'en s'adaptant étroitement au relief antérieur.Dans les secteurs montagneux,l'érosion glaciaire a été extrêmement sélective et limitée aux vallées préexistantes.Celles-ci ont été élargies et approfondies,mais le surcreusement a toujours été modeste,surtout à l'Ouest de la ligne de partage des eaux séparant Baie de Cardigan et Canal de Bristol.Les versants et escarpements ont pu être ciselés en cirques mais le recul de l'ensemble est négligeable.Le rôle essentiel des glaces fut de prendre en charge des débris de toute taille,formés antérieurement à l'englacement et de les transporter jusqu'aux piedmonts les plus proches.

°.°

D) LES RETOUCHES PERIGLACIAIRES DANS LE RELIEF ACTUEL.

On sait que le Pays-de-Galles connut,au Devensien inférieur et moyen, jusqu'à l'apparition des glaces fini-devensiennes,un climat froid et sec de type arctique ou subarctique (fig.137) (Godwin,in Shotton,1977,chap.9; Coope,in Shotton,1977).Les interstades de Chelford et d'Upton Warren interrompirent momentanément ce régime; toujours est-il que pendant 70 milliers d'années au moins,le Massif Gallois fut soumis à des systèmes périglaciaires à permafrost.Entre la déglaciation fini-devensienne et le réchauffement flandrien,ce type de climat réapparut,interrompu par l'interstade de Windermere.

En outre,à plusieurs reprises avant l'interglaciaire Ipswich,la région avait probablement déjà subi des climats froids sans englacement notable.

Il est donc certain que *la morphogenèse périglaciaire a fonctionné sur l'ensemble du Pays-de-Galles,un temps considérablement plus long que les épisodes glaciaires.*Dans ces conditions,il n'est pas étonnant qu'elle ait laissé dans le paysage actuel des marques plus profondes.L'un des grands apports de E.Watson et de ses émules à la géomorphologie galloise,est d'avoir souligné l'influence,jusque là méconnue,de l'environnement périglaciaire.

°.°

L'éventail des formes et formations qui sont héritées de ces systèmes morphogénétiques est assez large.La nature et l'intensité des processus périglaciaires dépendaient de l'altitude et de la topographie préexistante,ainsi que du

matériel lithologique intéressé.

Sur les surfaces tabulaires proches de l'horizontale, le substrat disparaît sous un matériel caillouteux dérivé de la roche en place. Selon leur sensibilité à la cryoclastie, les roches galloises se groupent en deux grandes catégories:

1. Les roches très ou moyennement fissiles. Elles portent d'épaisses pierrailles plus ou moins riches en matrice fine. Ce sont:

- Les grauwackes et subgrauwackes longmyndiennes: sur le Long Mynd, de petites excavations exploitaient autrefois 1 à 2m de pierraille anguleuse (voir p.542).
- Les Brownstones et autres formations gréso-schisteuses du Dévonien inférieur (voir p.351 et suivantes).
- Les Grès de Pennant (voir p.354).
- Les séries schisto-gréseuses du Silurien et de l'Ordovicien, que ce soit sur le Mynydd Eppynt, la Clwydian Range ou les plateaux du centre du Massif Gallois.

2. Les roches à structure plus massive dont l'aptitude à la gélifraction est fonction de la fissuration:

- Au sommet du Cader Idris, l'affleurement de granophyres du Cyfrwy se signale par un champ de pierres chaotique où la roche en place, très fissurée, apparaît çà et là.
- Les rhyolites donnent souvent d'abondants gélifracts, extrêmement coupants, dont la taille est commandée par le degré de fissuration: au pied des Plumstone Rocks (Pembrokeshire central), les fragments rocheux sont centimétriques ou décimétriques dans une excavation ouverte en amont d'une pente de 7°; mais on trouve, en outre, disséminés sur le versant, de gros blocs de plus d'un mètre de long, probablement détachés des tors. De même, ce sont d'énormes blocs qui jonchent la colline de Dudwell. La part des processus périglaciaires de fragmentation, dans la ge-

nèse de ces blocs,est difficile à préciser; comme pour les gros éboulis de Millstone Grit,il est possible que,seule,la mobilisation des masses rocheuses sur le versant soit concernée par la morphogenèse périglaciaire.

Par contre,au Nord du Pembrokeshire,dans la presqu'île de Pen Caer,le rôle de la gélifraction est manifeste sur les pitons rhyolitiques: la roche en place,très dure lorsqu'elle est saine,avec une fracture conchoïdale analogue à celle du silex,se fragmente vers le haut en menues esquilles très coupantes et pointues.Ce type d'altération est toujours associé à une fissuration poussée de la roche mère.

- A l'opposé,les gabbros et la plupart des dolérites ont réagi différemment: souvent,la roche est nue (presqu'île de St David's) ou a fourni de gros blocs massifs à contours subarrondis,adaptés aux diaclases espacées (Clee Hills).La fissuration très lâche de ces roches,alliée à leur très faible porosité,explique leur grande résistance à la gélifraction: de modestes chicots rocheux dont les contours coïncident exactement avec ceux de l'intrusion,ont été préservés de la destruction,à l'Ouest de St David's.

Sur les versants, le façonnement périglaciaire est net,même dans les régions glaciées au Devensien supérieur: en Snowdonia ou dans le dôme de Harlech, beaucoup de sommets ont formé des nunataks exposés aux cycles gel-dégel.

Le modelé dépend de la nature des formations superficielles (taille des plus gros éléments,pourcentage des argiles et des limons) et aussi de la vigueur de la pente.Il existe donc une très grande variété,depuis les sols striés de la face SW du Rhinog Fawr (Dôme de Harlech),où de gros fragments de grès cambriens, de 60 à 150cm de long,s'alignent en bandes rectilignes parallèles à la ligne de

plus grande pente,inclinée de 25 à 30° (Ball et Goodier,1968),jusqu'aux versants à loupes de solifluxion du Fan Gihirych (voir p.354).Dans les formations schisteuses,les *grèzes litées* sont assez fréquentes sur les pentes exposées au SE et au SW (E.Watson,1965).Un très bel exemple a été vu sur le flanc Est du Plynlimon, dans la forêt de Hafren (SN 860 888),sur une pente de 7 à 9°.

Parmi cette diversité de modelés,il faut souligner le caractère original des versants à corniche façonnés dans les grès-quartzites du Millstone Grit. Ici,les propriétés spécifiques de la roche ont un rôle plus déterminant que le système morphogénétique,dans la genèse du versant (cf.M.Mainguet,1972; voir ci-dessus p.351).

Dans le *calcaire carbonifère*,l'allure des versants dépend beaucoup de l'énergie du relief.Sur des pentes de quelques degrés,par exemple sur le flanc Sud de la colline de Glol,dans le NE du Pays-de-Galles (SJ 125 781),le versant se décompose en une série de marches d'escalier dont le rebord coïncide avec de petites corniches rocheuses verticales de 2 à 2,5m.L'étagement est directement calqué sur la structure,car les ressauts correspondent aux bancs calcaires les plus massifs.

Les grands escarpements calcaires à forte dénivellation,tels que le front Ouest des Eglwyseg Rocks,le flanc Nord du Carn Pen y Clogau,en Fforest Fawr,ou le rebord Ouest du Daren Fach,au Sud des Brecon Beacons,sont toujours associés à des corniches rocheuses verticales,simples ou composites selon l'échelle lithostratigraphique locale.Les versants réglés sont rares.Les corniches surmontent des éboulis inclinés de 20 à 35°,jusqu'au replat inférieur formant le revers d'une nouvelle corniche.

L'absence de régularisation des versants calcaires s'explique par la résistance de certains bancs massifs à la cryoclastie.Dans de nombreuses carrières

de calcaire carbonifère du Massif Gallois,la roche garde sa massivité initiale jusqu'au niveau de la surface topographique.Cette résistance est confirmée par l'état des galets dans les accumulations fluvio-glaciaires du NE du Pays-de-Galles: à Maesmynan,par exemple (SJ 115 725),dans la vallée de la Wheeler,une grande carrière exploitant les épaisses terrasses de *"kames"* (1) permet de constater que les galets de calcaire carbonifère sont les plus massifs et les plus résistants,tandis que ceux de grès ou de schistes se découpent souvent en rondelles ou en tranches.Des observations voisines ont été faites en Pembrokeshire,dans la carrière de Cosheston (SS 011 029).

Il semble donc que le calcaire carbonifère soit,au niveau de certains bancs du moins,l'une des roches les moins gélives du Massif Gallois.Pour cette raison,les versants calcaires sont ceux qui expriment le plus finement,dans le paysage actuel,les variations verticales de faciès,car ils ne furent pas empâtés par d'épais dépôts de pente comme les versants schisteux ou la plupart des versants gréseux.Dans le système périglaciaire,les corniches calcaires taillées dans les bancs les plus massifs étaient pratiquement immunisées: elles ne pouvaient reculer qu'à la faveur de surplombs formés au-dessus de bancs gélifs,comme en offrait par exemple le front des Eglwyseg Rocks.

La cryoclastie fut,au Quaternaire,un agent de fragmentation du calcaire carbonifère beaucoup moins efficace que ceux qui alimentèrent les épaisses accumulations du Nouveau Grès Rouge,sous les climats chauds et secs du Trias.

Sur les surfaces planes horizontales ou peu inclinées,la dissolution superficielle a pu être relativement importante,lorsque le calcaire était couvert de neige mais il faut néanmoins souligner la modestie des tranches disparues depuis le Quaternaire ancien (voir ci-dessus p.357),constatation qui va à l'encon-

---

(1) Ces dépôts ont été récemment étudiés par E.H.Brown et R.U.Cooke (1977).

tre des hypothèses de Corbel.

Les systèmes de *vallons secs* incisés dans les bas plateaux calcaires du Pembrokeshire méridional (voir ci-dessus p.233) ou dans les plateaux du Denbighshire et du Flintshire (voir p.420et p.463) se sont probablement mis en place sous un climat froid à permafrost.Ils sont nettement perchés au-dessus du niveau de base local (niveau de la mer pour le Pembrokeshire,vallée de la Dee pour la région de Llangollen),car ils ont dû être créés lorsque les glaces occupaient les plates-formes littorales et la vallée de la Dee.

De nombreuses *fentes en coin* ont été repérées un peu partout au Pays-de-Galles et sur ses bordures.Elles ont été décrites dans la région d'Aberystwyth (E.Watson,1965),dans des formations fluvio-glaciaires du Pembrokeshire (B.John, 1972) et dans celles du Shropshire (F.Shotton,1977) et du Staffordshire (A.Morgan,1971).Dans cette dernière région,les photos aériennes ont révélé de véritables *sols polygonaux fossiles* dont la maille a de 50 à 150cm de large.Leur formation,dans le matériel glaciaire ou fluvio-glaciaire abandonné par les glaces fini-devensiennes,était sans doute restreinte à la zone "active" alternativement gelée et dégelée (*mollisol*),car les fentes en coin n'ont que 2m de profondeur au maximum.En bordure de la Baie de Cardigan,les fentes de gel sont isolées et toujours peu profondes (1 à 2,5m au maximum).

Des restes de *pingos* effondrés ont été décrits et analysés dans le Cardiganshire (E.Watson,1971,1972,1977).Ils se situent sur des pentes faibles (1 à 4°) et se sont formés dans une zone non englacée au Devensien supérieur (1),là où le permafrost devait être discontinu.

Les formes nivales ne sont pas absentes du Massif Gallois: dans la 2ème partie de la thèse,des *niches de nivation* ont été signalées dans les Mynydd Prescelly et sur les hautes surfaces de l'Esclusham mountain (ci-dessus p.238 et p.

(1) Cependant,pour D.Bowen,ces pingos ont pu se former depuis la déglaciation fini-devensienne (Bowen,1977).

475).A une autre échelle,de véritables cirques ont été attribués à la nivation, dans l'arrière-pays d'Aberystwyth (E.Watson,1966).

°.°

Les retouches périglaciaires ne sont donc pas négligeables dans le Massif Gallois,même si elles ne sont jamais aussi spectaculaires qu'en Ecosse,par exemple.Elles intéressent beaucoup plus les versants que les surfaces subhorizontales où des modelés pré-glaciaires sont encore nettement reconnaissables (1).

Néanmoins,le remodelage des versants ne s'est pas accompagné d'un recul sensible des grands escarpements gréseux ou calcaires.Rares sont les secteurs où la durée de fonctionnement de la morphogenèse périglaciaire fut suffisante pour créer un relief adapté à la nouvelle échelle de résistance.Deux cas seulement peuvent être cités: ce sont les crêts de grès-quartzites arénisés en sables,au NE de Kidwelly (voir p.282) et sur la bordure Ouest de la Forest of Dean (voir p.389).La présence,au sommet des crêts,de sables aisément mobilisables par le ruissellement mais susceptibles d'être indurés par le gel,suggère leur mise en relief sous un climat froid,d'autant que les shales et siltstones sous-jacents sont très gélifs.

Ailleurs,la morphogenèse périglaciaire a toujours été insuffisante pour modifier sensiblement le dispositif topographique antérieur.

---

(1) Dans les régions les plus élevées de la Snowdonia et du dôme de Harlech,certains processus périglaciaires seraient encore actifs l'hiver (cf.Ball et Goodier, 1970; voir aussi Embleton et King,1975,p.80).

CONCLUSION

Au terme d'une monographie régionale,il est tentant de souligner les traits spécifiques du cas étudié qui en font un individu ne se répétant jamais dans la nature.On peut aussi essayer de dégager des caractères permettant de définir un type morphologique dont on retrouvera des variantes ailleurs.

Le Massif Gallois est à classer parmi les *socles sédimentaires plastiques*,caractérisés par l'*omni-présence d'une surface d'aplanissement généralisée*, élaborée à la faveur d'une longue évolution acyclique.A l'intérieur de cette famille,il s'individualise,comme,semble-t-il,les Cumbrian Mountains,par *l'ampleur de la tectonique néogène*.

Le degré de rigidité mécanique du matériel gallois est l'un des plus faibles parmi les massifs anciens de l'Europe hercynienne et calédonienne.Il s'en suit que c'est un socle particulièrement souple: *la tectonique néogène,guidée par de vieux accidents mis en place dès l'Ordovicien ou parfois même avant,s'est concrétisée essentiellement par des flexures*.A part quelques exceptions d'ailleurs remarquables (failles cisaillantes de Bala ou du Mawddach,faille de Mochras,failles du Vale of Clwyd,failles du secteur de Church Stretton,toutes liées à des déchirures profondes dans le manteau),*les accidents cassants ne sont que des épiphénomènes par rapport aux mouvements de fond engendrant les flexures.C'est là une caractéristique fondamentale du Massif Gallois*.Or,trop souvent,on s'est contenté de rechercher des failles sans voir que,dans beaucoup de cas,l'essentiel était ailleurs.

La nature sédimentaire du socle gallois constitue,à cet égard,un avantage énorme par rapport aux socles cristallins.En effet,les déformations majeures, en flexures,ont pu être clairement mises en évidence grâce aux enseignements de la sédimentologie et à l'analyse morphologique des escarpements.De plus,aux abords

de la mer d'Irlande,les données de la géologie sous-marine ou côtière (sondage de Mochras) ont confirmé avec éclat l'importance de cette tectonique et ont permis de préciser son âge.Dans les socles cristallins,l'existence des flexures est en général plus difficile à prouver et on peut se demander si ce type d'accident n'est pas plus fréquent qu'on ne le suppose généralement.Beaucoup d'analyses régionales conduisent en effet à nier le rejeu de failles hercyniennes,par exemple dans le Limousin ou le Massif Vendéen,mais obligent à admettre des déformations épeirogéniques récentes.La recherche des seuls escarpements de faille part du postulat que les gauchissements à moyen rayon de courbure et les flexures sont incompatibles avec la rigidité du matériel.La valeur de ce postulat n'est-elle pas discutable? Les *Randschwellen* des boucliers,les escarpements bordiers des *rasas* impliquent,dans leur genèse,des flexures plus ou moins brutales d'un matériel souvent rigide (cf.A.Guilcher,1974a).

On soupçonne que les flexures et déformations à grand rayon de courbure du socle gallois sont des effets secondaires de l'ouverture de l'Atlantique Nord, mais le lien exact entre les deux phénomènes reste à élucider.

L'étude du Massif Gallois a révélé une deuxième caractéristique essentielle: *l'ancienneté de certains modelés,associée à l'extrême jeunesse du relief*.Ce double aspect n'est sans doute pas propre au Pays-de-Galles,mais il y est particulièrement bien marqué.Cela résulte de la genèse du Massif depuis l'aplanissement post-calédonien: une longue évolution *acyclique* où l'équilibre morphologique se maintenait entre des tendances à la surrection (ou à une subsidence modérée au Trias et au Lias) et le travail de l'érosion aréolaire (ou de l'accumulation).

Expression topographique de cet acyclisme,une pénéplaine d'altération tropicale s'entretenait,moyennant l'ablation d'une tranche de roches étonnamment mince sous le niveau de la surface post-calédonienne.Elle s'est lentement dégradée

lors des premières déformations néogènes.A ce moment,des modelés d'érosion différentielle se sont mis en place dans les roches présentant de rapides variations latérales ou verticales de texture,comme les orthoquartzites namuriens.

Le dispositif actuel du relief gallois,l'agencement des volumes les uns par rapport aux autres,leur individualisation de part et d'autre d'accidents topographiques majeurs,est le *résultat direct de la tectonique fini-tertiaire et de ses prolongements quaternaires.*

Par sa vigueur,celle-ci a rompu définitivement l'équilibre morphologique antérieur et provoqué le démantèlement puis la dissection de la surface fondamentale désormais fossile.Les grands escarpements nés de la tectonique n'ont pas eu le temps de reculer,depuis leur mise en place.Le rôle de la lithologie n'apparaît que dans leur profil.En raison de la brutalité des dernières phases de surrection, les éléments de surface fondamentale portés en altitude ont gardé leurs modelés originels,car le rythme du soulèvement était tel que la dissection et l'incision des rivières étaient désormais beaucoup plus rapides que l'approfondissement de l'altération et l'érosion aréolaire.Le refroidissement du climat,à la fin du Pliocène s'est ajouté aux facteurs proprement tectoniques pour accélérer la rupture irréversible de l'équilibre antérieur.

Pour comprendre la préservation de modelés hérités de la pénéplaine d'altération tropicale ou de son rajeunissement lent,il était nécessaire d'apprécier l'efficacité des retouches opérées par les processus glaciaires ou périglaciaires, au Quaternaire récent.Toutes les observations de terrain démontrent que *l'occupation par les glaces n'implique pas d'abrasion puissante.*Les glaciers se sont moulés sur la topographie antérieure et n'ont exercé qu'une *érosion très sélective, guidée par les entailles et escarpements pré-glaciaires.*Quant aux processus périglaciaires,leurs effets sont largement présents sur l'ensemble du Massif Gallois

mais ils n'ont pas modifié le dispositif topographique né de la tectonique du Cénozoïque supérieur et ils n'ont pas été assez efficaces pour oblitérer les modelés créés par l'altération différentielle néogène.

°.°

APPENDICE

NOMENCLATURE ET CLASSIFICATION

DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

UTILISÉES DANS CETTE THÈSE.

A) LES PÉLITES ET LES ROCHES SCHISTEUSES: SHALES,SILTSTONES, MUDSTONES,ARDOISES.

La terminologie anglo-saxonne est beaucoup plus précise que la française où le mot "schiste" désigne en fait des roches très différentes,métamorphiques ou non (1).Le mot "pélite",équivalent de "lutite" dans la classification de Grabau,met l'accent sur la taille des éléments constitutifs du matériel (la majorité a moins de 40 microns),mais il s'applique aussi bien aux roches meubles qu'à celles déjà consolidées."Argilite" prête à confusion car il n'a pas le même sens en Français (pélite consolidée) qu'en Anglais: "argillite" correspond à des mudstones très fortement indurés,ayant même subi un début de recristallisation; à la limite,le terme convient pour les ardoises.

La nomenclature anglo-saxonne est fondée sur deux critères:

1°) la taille des éléments de base de la roche (argiles,limons ou mélange des deux).

2°) l'existence éventuelle d'un débit schisteux,en feuillets hérités ou non de la stratification originelle.Dans son dictionnaire géologique,Challinor donne les définitions suivantes (1967):

siltstone: limon consolidé.

mudstone: boue consolidée.Sur le plan granulométrique,l'expression est moins précise que "siltstone",puisque "mud" désigne simplement un mélange d'argiles

(1) Rappelons qu'en Anglais,"schist" désigne une roche métamorphique,complètement ou partiellement recristallisée,avec une texture foliée indépendante de la stratification.

et de limons,sans que les proportions soient bien établies.Le terme de "mudstone" a été introduit par Murchison dans le vocabulaire géologique,pour désigner les sédiments siluriens à grains fins et le plus souvent laminés du Pays-de-Galles.Cependant,Challinor signale que l'emploi de "mudstone" tend à être restreint aux roches non laminées.

shale est défini comme une "laminated argillaceous rock" ou un "laminated mudstone".Les feuillets ne correspondent pas toujours à la stratification originelle car la schistosité peut être secondaire.

Pettijohn (1957) et Folk (1968) adoptent les mêmes définitions: "mudstone" désigne toute roche argilo-limoneuse indurée,massive et non laminée. "Claystone" et "siltstone" sont des termes plus précis permettant de différencier l'argile du limon induré.Un shale est un mudstone laminé et fissile."Siltshale","clay-shale","mud-shale" sont rarement utilisés bien qu'ils aient l'avantage de préciser la granulométrie du matériel.

Les feuillets des shales ont de 0,05 à Imm d'épaisseur.Ils se différencient soit par la taille des éléments (alternance de feuillets argileux et limoneux),soit par la couleur,soit par la présence de feuillets calcaires intercalés (Pettijohn,1957,p.353).Le caractère fissile des shales est souvent dû à l'orientation parallèle des lamelles de mica,lors de la sédimentation(1).On remarque que la composition chimique ou minéralogique n'intervient pas dans la classification précédente.Cependant,en sont exclus les calcilutites (calcaires lithographiques ou craie,par exemple),dont les propriétés physiques ou chimiques sont celles des calcaires.Par contre,les *marls* des auteurs britanniques ne sont souvent que des siltstones très peu ou non calcaires,en particulier

(1) La fissilité est acquise d'autant plus aisément que la roche est pauvre en limons et en sables: les claystones sont plus fissiles que les siltstones,toutes choses égales par ailleurs.

dans le Nouveau et le Vieux Grès Rouge.Clarke a tenté,avec d'autres auteurs, d'établir une composition chimique et minéralogique moyenne pour les shales: il propose 58% de SiO2 et 15,4% d'Al2O3,contre 78% et 4,8% respectivement pour les grès.Cela correspond à 22% de quartz et 30% de feldspaths contre 66% et 11,5% pour les grès.Comme la plupart des moyennes,ces chiffres n'ont qu'un intérêt limité: dans le cadre relativement restreint du Massif Gallois,les shales et mudstones sont très variés.Certains sont assez riches en calcaire (jusqu'à 15-20%),d'autres,beaucoup plus siliceux (jusqu'à 85%), sont constitués essentiellement de silice amorphe,de type opale; ils appartiennent à la catégorie des "ganister".D'une façon générale,plus la granulométrie est grossière,plus le pourcentage de silice est fort: les siltstones sont en moyenne plus siliceux que les claystones.Les minéraux argileux dépendent du milieu de sédimentation (Millot,1949): en milieu marin,les shales sont riches en illite-mica et en chlorite,alors que la kaolinite peut-être abondante dans certains sédiments d'eau douce.Les mudstones riches en fer sont appelés "*clay-ironstones*".Ils sont assez fréquents dans les Coal Measures.

Les *ardoises* sont nées d'une déformation de la roche originelle avec recristallisation peu poussée des minéraux.Le clivage est indépendant de la stratification ; dans le cas contraire,il s'agit d'une simple coïncidence.

°_°

Les épaisses séries cambriennes,ordoviciennes et siluriennes qui forment l'armature du Pays-de-Galles septentrional et central sont constituées en grande partie de pélites et de sédiments schisteux,shales,siltstones,mudstones ou ardoises: ils affleurent largement dans les Denbighshire Moors,la Clwydian Range,le Harlech Dome,le Mynydd Eppynt et les monts cambriens centraux et méridionaux.Les "Red Marls" du Vieux Grès Rouge,les shales du Millstone Grit,les Coal Measures inférieures et moyennes,les "marls" du Keuper appartiennent également à cette catégorie de roches,c'est dire leur importance spatiale dans le Massif Gallois.

Les types pétrographiques et sédimentologiques sont assez variés.Il ne s'agit pratiquement jamais d'une sédimentation homogène sur de grandes épaisseurs: presque toujours,elle présente des intercalations de lits gréseux,répétées plus ou moins régulièrement.Dans le cadre du Massif Gallois,il faut *différencier le socle calédonien de sa couverture dévono-carbonifère* : le premier se caractérise par des sédiments marins,déposés par des courants de turbidité ou en eaux peu profondes,ayant acquis une schistosité assez poussée lorsque la nature de la roche s'y prêtait.Au Paléozoïque supérieur,les shales et siltstones sont généralement d'origine continentale et leur stratigraphie reflète les vicissitudes du milieu de sédimentation,fluviatile,lacustre ou deltaïque,par la succession verticale de cyclothèmes.Il en résulte une alternance beaucoup plus régulière de lits gréseux et de faciès à grains fins (shales,siltstones).L'importance relative des uns et des autres détermine la résistance de l'ensemble. La schistosité est en général beaucoup moins marquée que dans le socle calédonien.

Sur le plan de la résistance aux divers processus d'érosion,chimiques et mécaniques,ces roches peuvent être regroupées en deux grandes catégories:

1) Les ardoises et les shales à schistosité bien marquée.

2) Les siltstones et mudstones peu ou non fissiles.

Dans le premier cas,le débit schisteux favorise considérablement la pénétration de l'eau,surtout lorsque les plans de clivage sont recoupés obliquement ou perpendiculairement par la surface topographique.Ardoises et shales sont toujours très sensibles à la gélifraction.L'absence de schistosité des siltstones et mudstones est,à l'opposé,un facteur de résistance à condition que la fissuration de la roche ne soit pas trop poussée.Vis-à-vis de l'altération chimique,la composition minéralogique des éléments clastiques et la nature du ciment sont deux facteurs essentiels: certains siltstones sont constitués presque exclusivement de quartz et ont la cohésion des quartzites; d'autres ont un ciment de calcite et se désagrègent beaucoup plus aisément.

Dans le cadre du Massif Gallois,il est clair que,lorsque l'érosion différentielle est seule en cause,les roches schisteuses sont en creux par rapport aux roches gréseuses et aux calcaires: c'est par exemple le cas de la région de Llandeilo,au Sud du Pays-de-Galles,où une structure monoclinale à fort pendage expose successivement des calcaires,des grès,des shales ou des mudstones (fig. 139).C'est ce que l'on observe aussi au Nord du Cader Idris (fig.135).

°°°

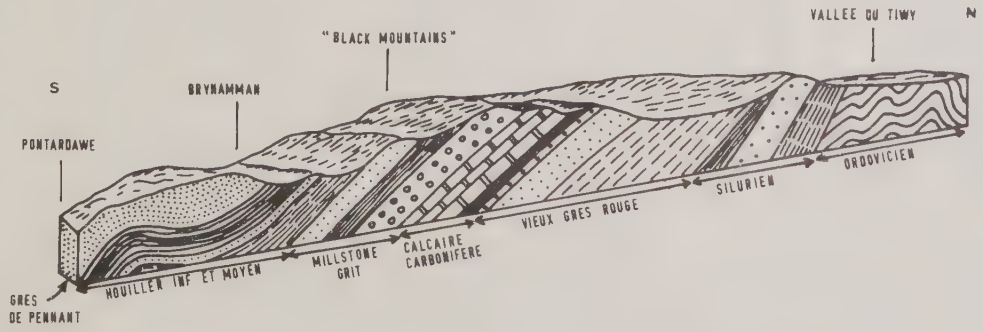


fig.139 COUPE DES "BLACK MOUNTAINS"
(D'APRES T. OWEN, 1973)

B) LES ROCHES GRÉSEUSES OU CONGLOMÉRATIQUES.

Elles occupent une place très importante dans la colonne stratigraphique de nombreuses régions du Massif Gallois,que ce soient le Nord et le Centre, avec les séries schisto-gréseuses du socle calédonien,ou le Sud et Sud-Est avec le Vieux Grès Rouge,le Millstone Grit et les Grès de Pennant.Etant donné leur résistance à l'érosion,elles constituent souvent l'ossature du relief et sont responsables de quelques uns des plus beaux escarpements.

Cependant,cette catégorie de roches est loin d'être uniforme: le Massif Gallois possède la plupart des grands types pétrographiques dont nous allons,en premier lieu,rappeler les caractéristiques générales (1).

1) Présentation des grands types pétrographiques de grès du Massif Gallois.

Les grès ont pour point commun d'être formés,en majeure partie,de particules détritiques de la taille des sables,à dominante siliceuse (2).Les éléments détritiques,que ce soient les grains eux-mêmes,ou la matrice,renseignent

(1) Nous avons surtout utilisé les travaux américains,dominés par les noms de Pettijohn (1957,1972) et de Folk (1968).

(2) Nous disons siliceuse et non quartzeuse,de façon à inclure les grauwackes et subgrauwackes dont le % de quartz est généralement inférieur à 50%.Cette définition est donc beaucoup plus large que celle retenue par M.Mainguet (1972).

sur la nature des roches dont dérive le grès.Au contraire,le ciment et la matrice,lorsqu'elle résulte d'une diagénèse,sont le produit de réactions chimiques corrélatives d'un certain milieu de sédimentation.

Une classification des grès doit tenir compte de leur *composition minéralogique*,c'est à dire essentiellement des pourcentages de quartz,de feldspaths et de fragments de roches diverses; elle doit aussi faire intervenir les *caractéristiques texturales* de la roche,en particulier la forme et le degré d'usure des grains,leur classement plus ou moins bon,l'importance de la fraction fine (argileuse au sens granulométrique du mot),c'est à dire de la matrice.Ces propriétés permettent d'apprécier la *maturité du grès*,car elles témoignent de l'énergie mécanique qui s'est exercée sur le sédiment dans son aire de dépôt (Folk,1968,p.106).La maturité minéralogique d'un grès est différente quoique liée plus ou moins à la précédente: on l'exprime habituellement par le *rapport feldspaths/quartz*,mais celui-ci n'est significatif que si les roches dont il dérive contenaient effectivement des feldspaths.

Krynine (1948),Folk (1968) et Pettijohn (1954,1972) utilisent un diagramme triangulaire dont les pointes correspondent respectivement au quartz, aux feldspaths (additionnés éventuellement des fragments de granite et de gneiss) et aux fragments de roches (volcaniques,métamorphiques ou sédimentaires).Dans le calcul du pourcentage de ces trois catégories,la fraction argileuse et le ciment qui ont rempli les vides du sédiment initial,sont exclus.Pettijohn propose d'améliorer le système en ajoutant un quatrième paramètre: le pourcentage de la matrice dans le total de la roche.Les différents types de grès apparaissent alors sur un diagramme tétragonal (Pettijohn,Potter et Siever,1972),mais ce système est peu utilisé en raison de sa plus grande complexité.

Des trois grands types de grès habituellement distingués (tableau n°16),seules les arkoses sont pratiquement absentes du Massif Gallois.Par contre,on y trouve,en abondance,des *grauwackes* ou "phyllarénites" et des *orthoquartzites* ou "quartz-arénites".La catégorie intermédiaire des *subgrauwackes* ou "lithic arénites" de Pettijohn est également largement représentée(1).

Tableau n°16:

Classification des Grès,d'après Pettijohn et Siever (1972)

Ciment ou Matrice		15% de matrice détritique, pas de ciment chimique.	matrice détritique absente ou rare (15%), pores vides ou remplis par un ciment chimique.		
Fraction sableuse	Plus de feldspaths que de fragments de roches	GRAUWACKES: Grauwackes feldspathi.	GRÈS ARKOSIQUES: Arkoses	GRÈS ARKOSIQUES: Grès feldspathiques	ORTHOQUARTZITES: <5% de chert
	Plus de fragments de roches que de feldspaths	GRAUWACKES: Grauwackes à frag. de roches	GRÈS À FRAGMENTS DE ROCHES: Subgrauwackes	GRÈS À FRAGMENTS DE ROCHES: Protoquartzites	ORTHOQUARTZITES: >5% de chert
	% de quartz	variable; généralement <75%	<75%	>75% <95%	>95%

(1) Dans un article récent,Scolari et Lille proposent de désigner les"grauwackes" par le terme de "litharénites" et les "subgrauwackes" par celui de "grès lithiques" (Scolari et Lille,Bull.B.R.G.M.,section IV,n°2,1973).

a) Grauwackes et subgrauwackes.

Le terme de grauwacke a connu des utilisations variées.A l'origine, il désignait des roches dévono-carbonifères des Monts Harz,en Allemagne.Il s'agissait de grès formés de grains de taille et de composition diverses emballés dans une matrice argileuse responsable de la couleur grise ou noirâtre de la roche et de sa cohérence.Le terme a été ensuite élargi à tous les *grès plus ou moins riches en fragments de roches,dont les éléments sont souvent mal classés.La matrice fine constitue au moins 15% du total.Les feldspaths,abondants, appartiennent surtout à la catégorie des plagioclases* (albite principalement). Les fragments de roche proviennent de mudstones,de shales,d'ardoises ou de micaschistes ainsi que de calcaires,de chert ou de quartzites.La matrice est formée de minéraux argileux (chlorite,séricite en particulier) ou de quartz et de feldspaths finement divisés.Son origine semble variée: dans certains grès,elle est primaire et détritique; dans d'autres,elle résulterait d'une recristallisation ou d'une diagénèse (Brenchley,1969).Au total,la composition minéralogique des grauwackes est très différente d'un cas à l'autre.C'est ainsi que le pourcentage de quartz peut aller de moins de 10% à plus de 40% (Pettijohn, 1954,p.304).

Les grauwackes typiques sont des sédiments de zones géosynclinales, déposés par des courants de turbidité et associés ou non à des roches vertes. Elles appartiennent au faciès *flysch* et impliquent un environnement tectonique très instable (Pettijohn,1954,p.312-313; Pettijohn et al.,1972; Folk,1968). Généralement,elles présentent un granoclassement de type très particulier: les éléments les plus gros se concentrent bien à la base,mais la fraction fine

est uniformément répartie.Les travaux expérimentaux de Kuenen (1950) ont montré l'aptitude des courants de turbidité à donner une telle stratification.

Les grauwackes se forment aussi dans les zones mio-géosynclinales, dans des cônes alluviaux,des deltas,des plaines de niveau de base ou en milieu néritique (Folk,1968).

Les *subgrauwackes*,terme introduit par Pettijohn,se différencient des grauwackes typiques par l'*absence de matrice ou sa rareté(moins de 10%),et par la présence d'un ciment de calcite ou de silice*.Les feldspaths sont plutôt rares,les micas assez fréquents.Le pourcentage de quartz ne dépasse pas 75% de la fraction détritique sableuse.

Grauwackes et subgrauwackes constituent,de loin,la *catégorie de roches gréseuses la mieux représentée dans le Massif Gallois*,aussi bien dans le socle calédonien où elles sont interstratifiées avec des shales,des mudstones ou des ardoises,que dans le Longmyndien précambrien ou dans les séries dévoniennes et carbonifères.On retrouve les mêmes caractéristiques pétrographiques quelque soit l'âge du matériel.

Le tableau n°17 donne les propriétés minéralogiques et texturales des Aberystwyth Grits,un exemple de grauwackes siluriennes étudiées par H.Okada (1966).

b) Les orthoquartzites.

Ils sont caractérisés par leur *très forte teneur en quartz , généralement plus de 95%*.Les grains de quartz sont cimentés par de la silice,avec parfois un peu de carbonate.Ce sont souvent de véritables quartzites sédimentaires

Tableau n° 17: Un exemple de Grauwackes du Massif Gallois: les ABERYSTWYTH GRITS (d'aprés H.Okada,1966).

Localité	Quartz %	Feldspaths %	Fragments de Roches %	Matrice argileuse %	Ciment %	Médiane (1)	Moyenne (1)
SN 384603	35	14	6	41	3	3,07	2,88
SN 384603	43	15	6	32	3	2,80	2,50
SN 384603	34	17	26	2	21	0,70	0,65
SN 384603	39	19	11	16	14	2,05	1,80
SN 384603	47	18	6	22	6	2,05	1,89
SN 384603	49	7	14	21	9	2,10	1,93
SN 384603	39	16	10	23	11	1,90	1,95
SN 384603	37	12	6	35	9	2,30	2,25
SN 384603	41	18	10	27	4	1,30	1,43
SN 490649	37	9	12	27	14	2,55	2,43
SN 490649	27	6	44	11	12	2,65	1,74
SN 490649	39	7	8	34	11	3,05	3,00
SN 490649	33	5	1	48	11	4,05	3,80
SN 555745	61	3	7	25	4	3,10	3,03

(1) La taille est donnée en unités Ø: 4,0= 0,0625 mm
3,0= 0,1250 mm
2,0= 0,2500 mm

dont la fracture subconchoïdale tranche les grains.Le ciment est en continuité cristallographique avec les grains détritiques.La présence éventuelle de carbonate dans le ciment diminue la cohésion de la roche.Il en est de même lorsque la cimentation est imparfaite: les cristaux de quartz présentent alors des faces cristallines bien nettes.

Dans les cas les plus typiques,les grains sont bien classés et arrondis, mais il existe de nombreuses exceptions: les *"ganisters"* des Britanniques peuvent contenir plus de 95% de silice,tout en présentant des grains anguleux mais remarquablement bien triés.La petite taille des grains,de 50 à 150 microns explique l'absence d'usure.

Dans le cadre du Massif Gallois,le Millstone Grit offre les meilleurs exemples d'orthoquartzites,plus particulièrement à la base de cette formation ("Basal Grit").On en trouve aussi dans le Rhétien du Vale of Glamorgan et dans le Carbonifère inférieur de la Forest of Dean (Grès de Drybrook).

2) Quelques aspects de la résistance des roches gréseuses à l'érosion.

Pour la plupart des séries gréseuses du Massif Gallois,il faut souligner l'absence d'uniformité minéralogique ou physique, à la fois verticalement et uniformément.Cela est lié aux conditions mêmes de la sédimentation.Il faut donc être très prudent avant de généraliser le résultat d'observations ponctuelles.Même pour les orthoquartzites du Millstone Grit,dont les propriétés minéralogiques sont assez constantes,les variations rapides de texture créent des conditions propices à une altération différentielle du matériel.

Ces variations de faciès concernent aussi bien la composition minéralo-

giques (nature de la fraction sableuse détritique,nature et abondance de la matrice et du ciment) que la structure et la texture de la roche.Deux des propriétés essentielles d'un grès sont sa porosité et sa perméabilité.Seule compte,pour apprécier les possibilités d'infiltration des eaux,*la porosité effective,c'est à dire celle qui concerne les pores interconnectés entre eux.*Son évaluation est souvent difficile,car au porosimètre à mercure,avec des pressions de 1000 kg/cm2, les cloisons séparant les pores peuvent céder et les résultats obtenus indiquent une porosité totale supérieure à la porosité effective (voir,par exemple,le tableau n°5).

Sur le tableau n°18,rassemblant des résultats obtenus par l'Institute of Geological Sciences (Report 69/1),on voit qu'il n'y a pas de relation simple entre la porosité et la taille des grains ou l'abondance de la matrice.A granulométrie égale,plus les grains sont anguleux,la matrice et le ciment réduits,plus la porosité est faible.Cela explique sans doute la porosité remarquablement faible des subgrauwackes des séries longmyndiennes.

Beaucoup plus intéressante pour le morphologue,la *perméabilité* est aussi plus difficile à mesurer: propriété vectorielle,elle dépend de la direction dans laquelle elle est calculée.Elle définit la capacité du grès à transmettre un fluide; on la calcule à l'aide de l'équation de Darcy:

$$Q = k.A\,(dp/dl)$$

où Q est le volume du fluide écoulé par unité de temps

A est la surface de la section traversée,

dp/dl est le gradient hydraulique,ou variation de la pression p dans une direction d'écoulement l .

N° de l'échantillon (I.G.S.)	Formation	Porosité effective	% de SiO2	Taille moyenne des grains.
882	Holyhead Quartzite	2%	97,78	0,15 à 0,6mm
883	Longmyndian (subgrauwa.)	3%	76,27	0,5 mm,matrice rare
885	Longmyndian (subgrauwa.)	1%	67,26	0,1 à 0,3 mm
886	Longmyndian (subgrauwa.)	2%	62,61	0,2 à 0,3 mm,matrice rare
899	Stiperstones Quartzite	2%	96,44	0,3 à 1 mm,matrice siliceuse abondante
9I2	Millstone Grit	9%	98,85	0,15 à 0,6 mm
913	Millstone Grit	3%	98,76	0,15 à 0,3 mm
921	Millstone Grit	3%	98,14	0,15 à 0,6 mm
922	Millstone Grit	3%	98,07	0,15 mm
927	Millstone Grit	4%	97,7	matrice abondante, taille très variable.
930	Millstone Grit	4%	97,55	0,05 à 0,1 mm
957	Coal Measu. inf.	2%	93,41	0,02 à 0,12 mm,matri- rare
960	Coal Measu. inf.	3%	89,60	0,06 à 0,15 mm

TABLEAU N° 18

POROSITE DE QUELQUES GRES DU MASSIF GALLOIS (I.G.S.Report 69/1).

La perméabilité dépend du fluide,du système de pores de la roche et de la direction d'écoulement dans la roche (Pettijohn et al.,1972,chap.3). La taille des grains,leur classement,la façon dont ils s'organisent dans l'espace,le litage et l'abondance du ciment sont autant de facteurs influençant la perméabilité.Ses variations sont beaucoup plus grandes et plus rapides que celles de la porosité.Plus la taille des grains est petite et plus leur classement mauvais,plus la perméabilité est faible.

Il existe une assez bonne corrélation entre la porosité effective et la perméabilité d'un grès,en ce sens que si la première est très faible, la seconde l'est aussi (1); mais à porosité identique,plus les grains sont fins,plus la perméabilité est faible,car la surface exposée au fluide par unité de volume,ou *surface spécifique*,s'accroît ainsi que la résistance à l'écoulement.*La perméabilité est inversement proportionnelle au carré de la surface spécifique.C'est pourquoi les grès grossiers sont généralement beaucoup plus sensibles à la désagrégation.*On le voit dans la carrière de grès siluriens de Robertson (NG: SN 082 157) et dans des conglomérats quartzeux du Vieux Grès Rouge (NG: SO 508 086).

L'orientation des grains paraît avoir une forte influence sur la perméabilité,dans un plan perpendiculaire au litage.*La stratification joue un rôle essentiel:* l'existence de très minces lits argileux séparant fréquemment les bancs gréseux gêne considérablement l'infiltration des eaux le long d'une verticale.La circulation se fait alors selon un réseau complexe de fissures et de joints qui guident le front d'attaque souterrain de la roche (cf. M.Mainguet,1972,p.87).Or,la plupart des séries gréseuses du Massif Gallois

---

(1) Cependant,dans certains grès,la porosité décroît,alors que la perméabilité s'accroît (FÜchtbauer,1967,p.353-369).

ne sont pas homogènes: les grès alternent avec des pélites en lits plus ou moins épais ou en passées. *L'altération progresse irrégulièrement banc par banc* et non en tache d'huile à partir de la surface.

M.Mainguet a montré comment le réseau de cassures,de diaclases et de joints de stratification était essentiel pour la circulation de l'eau dans les grès (M.Mainguet,1972).Ces plans de discontinuité sont d'autant plus importants que,par ailleurs,la roche est moins poreuse: la perméabilité de fissures et de diaclases,caractéristique des orthoquartzites du "Basal Grit",explique que l'arénisation de ces grès soit étroitement tributaire de la densité de celles-ci.

Le Massif Gallois offre une très grande diversité de roches gréseuses dont le comportement vis-à-vis des agents de l'érosion n'est compréhensible que si l'on tient compte du contexte régional et de l'évolution géomorphologique récente.L'analyse régionale a permis de reconnaître des modelés hérités de climats chauds (alvéoles,dolines) ou de climats froids (versants façonnés par la solifluxion,par exemple).Elle a aussi montré qu'on ne pouvait pas établir d'échelle de résistance valable une fois pour toutes: le même grès a pu réagir très différemment selon le système morphogénétique en vigueur.

°_°

c) LES ROCHES CALCAIRES ET DOLOMITIQUES.

Dans la stratigraphie galloise,elles se placent surtout au Silurien moyen (Wenlock) et supérieur (Ludlow),au Carbonifère inférieur,au Rhétien et au Lias.Les plus intéressantes,sur le plan morphologique,sont celles du Carbonifère qui ont une aptitude remarquable à donner de belles formes karstiques.

°.°

L'intérêt que les pétrographes leur ont porté s'est accru lorsque leur qualité de bons réservoirs de pétrole fut reconnu.Contrairement aux grès,la composition minéralogique des calcaires est relativement uniforme. La calcite,l'aragonite,la dolomite sont les minéraux très nettement dominants.Accessoirement,on trouve aussi des phosphates,du quartz,de la pyrite, des minéraux argileux,de la glauconie...

Les calcaires se distinguent les uns des autres surtout par leur texture et l'origine de leurs éléments constitutifs (détritique,biogénique ou chimique).Certaines classifications mettent l'accent sur la genèse des calcaires (cf.Pettijohn,1957).D'autres insistent d'avantage sur l'aspect pétrographique,tout en tenant compte de l'origine des éléments: c'est le cas de celle de R.Folk (1959,1968).

Pour Folk,les éléments constitutifs des calcaires peuvent être regroupés en trois catégories:

- Les *allochems*,c'est à dire tout agrégat carbonaté ayant subi un transport à un moment donné.Ce sont des débris de coquilles,des oolithes,des "pellets" ou des débris de roches calcaires.

- La *micrite*,ou précipité chimique formé de micro-cristaux de calcite de moins de 4 microns.

- La *sparite* ou "calcite spathique",constituée de cristaux de calcite de plus de 10 microns,ayant rempli les cavités ou pores du calcaire.

Folk propose de différencier cinq types de calcaires:

1) les calcaires "allochimiques" avec un ciment de sparite.
2) les calcaires "allochimiques"avec ciment de calcite microcristalline ou micrite.
3) les calcaires "orthochimiques",constitués surtout de micrite.
4) les calcaires récifaux autochtones.
5) les dolomies.

Il fait apparaître les trois premiers types sur un diagramme triangulaire (fig.140).Au type 1,appartiennent les conglomérats du Nouveau Grès Rouge du Sud-Galles et de la région des Mendips,dont les "allochems" sont des fragments plus ou moins gros de calcaire carbonifère.S'y rattachent aussi les "biosparites" du calcaire carbonifère: ils sont formés de débris de coquilles ou de squelettes cimentés par de la calcite bien cristallisée (Greensmith,1971,p.206).

Le type 2 est illustré par les "biomicrites" du Wenlock de la bor-

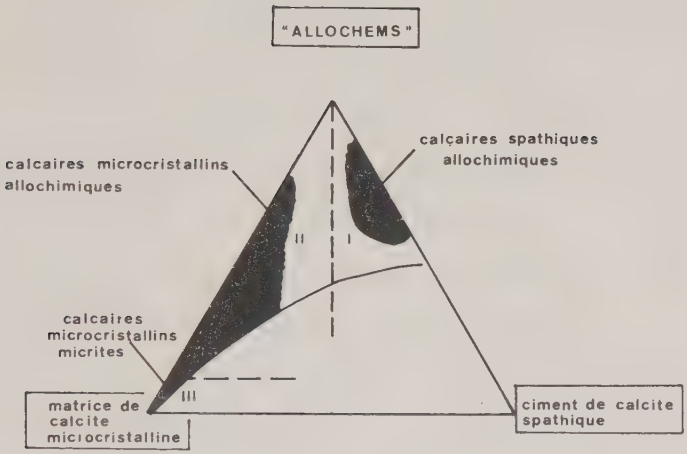


FIG140. Classification des calcaires, d'après Folk, 1968

dure orientale du Massif Gallois.Ce sont des calcaires formés de débris organiques emballés dans une matrice de micrite et déposés dans des lagunes protégées des courants par des récifs de coraux ou de stromatopores.La craie appartient à la même catégorie; la taille des particules de calcite est de l'ordre du micron.Les calcaires oolithiques sont,dans la classification de Folk,des "oosparites" (type 1) ou des "oomicrites" (type 2): les "allochems" sont des petits agrégats sphériques constitués de couches concentriques d'aragonite ou de calcite autour d'un noyau,fragment de coquille ou grain de quartz.Ce sont des sédiments d'eaux claires et peu profondes,agitées constamment par les vagues.On en trouve dans le Lias de la colline de Dundry,près de Bristol,et dans celui des Cotswolds,ainsi que dans le calcaire carbonifère.

Le type 3 de la classification de Folk correspond aux "micrites", appelées aussi "calcite-mudstones".Ce sont des boues ou des limons calcaires (aragonite à l'origine),accumulés en eaux peu profondes et calmes,sous climat chaud et assez sec,comme en offrent aujourd'hui les Bahamas.Le calcaire carbonifère de la presqu' île de Gower et de la région de Bristol en montre de beaux exemples.

Les calcaires récifaux sont généralement très purs,car ils sont pratiquement exempts de matériel terrigène.On en voit dans le Wenlock du Shropshire,sous forme de grosses lentilles pouvant atteindre 20m d'épaisseur,et dans le calcaire carbonifère.

Les calcaires sont qualifiés de dolomitiques lorsqu'ils contiennent plus de 10% de dolomite (Pettijohn,1957).Au dessus de 50%,ce sont des dolomies.La dolomitisation est parfois presque contemporaine de la sé-

dimentation: elle intéresse alors la roche dans son ensemble et présente des caractères uniformes sur de vastes étendues.Lorsqu'elle est très postérieure à la consolidation du calcaire,elle est limitée aux fissures et plans de faille et donne en général de gros cristaux réguliers de dolomite.

Le calcaire carbonifère a parfois subi une *dolomitisation partielle ou complète*.C'est ainsi qu'à Gower,le calcaire oolithique de la biozone C a vu sa matrice recristallisée en rhomboèdres de dolomite,alors que les oolithes restaient intacts (Dixon et Vaughan,1911).Strahan a fait une étude détaillée de la dolomitisation du calcaire carbonifère de la baie de Caswell,illustrée de nombreuses photographies de lames minces (Strahan,1907).Lorsqu'elle est très avancée,elle oblitère les structures initiales de la roche.Les calcaires dolomitiques et les dolomies sont très répandus en Forest of Dean et dans le Monmouthshire,où la dolomitisation a souvent progressé le long des fissures,postérieurement à la sédimentation.La composition chimique des dolomies présente des variations verticales et latérales rapides.Leur résidu insoluble varie de 0 à 14% environ. Le tableau n°19 donne les analyses chimiques de quelques dolomies prélevées dans le Massif Gallois et exploitées comme matériel réfractaire (Geological Survey,Special Report,1920).

D'après des travaux récents (M.Sweeting et G.Sweeting,1970),il existerait un lien entre la porosité des calcaires et leur type pétrographique.A partir de l'étude de 200 échantillons prélevés dans le Yorkshire Nord-occidental et le comté de Clare,en Irlande,les micrites seraient moins poreuses (moins de 2%),tandis que les oolithes peuvent dépasser 14% et atteindre exceptionnellement 37% de porosité.Les sparites ont une porosité moyenne de 5 à 8%.

TABLEAU N° 19 : ANALYSES CHIMIQUES

DE DOLOMIES ET CALCAIRES DOLOMITIQUES

DU MASSIF GALLOIS . (d'après E.G.Radley,Geological Survey,1920)

N° de l'échantillon	581	580	573	575	582	583	594	599	584	587	590	593
Résidu insoluble	0,85	0,22	2,32	0,05	I,06	0,88	2,82	0,45	8,95	0,34	1,10	0,46
Si 02	0,17	0,04	0,44	0,06	0,09	0,94	0,12	0,15	0,66	0,01	0,04	0,08
A12 03	1,41	0,74	2,00	0,82	1,25	2,93	0,68	0,97	2,65	1,32	1,18	0,87
Fe2 03	0,06	0,54	0,32	0,33	0,21	-	0,18	0,03	0,06	0,04	0,28	0,18
Fe O	0,51	1,39	0,17	0,08	0,39	1,22	1,10	0,71	1,33	0,39	0,17	0,65
Mn O	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,07	0,08	0,02	0,05	0,05
Ca O	30,70	30,99	31,97	31,11	31,03	29,75	32,16	30,49	27,86	31,23	30,81	29,79
Mg O	19,53	19,35	17,56	20,35	19,33	18,86	17,33	20,36	16,23	19,66	19,64	20,89
H2 O à 105° C	0,09	0,10	0,23	0,11	0,07	0,11	0,14	0,15	0,19	0,07	0,11	0,08
H2 O à plus de 105°C	0,60	0,48	0,66	0,58	0,55	0,45	0,48	0,58	0,65	0,37	0,58	0,44
SO3					0,39		0,25			0,22	0,46	
C	0,35	0,07	0,07	0,03	0,17	0,05	U,02	-	1,01	0,02	0,04	0,08
CO2	45,74	46,33	44,27	46,63	45,46	44,70	44,72	46,65	40,46	46,45	45,59	46 61
Total	I00,04	100,31	100,05	100,19	100;03	99,94	100,03	100,61	100,13	100,44	100,05	100,18

Origine des échantillons:

581,580,584,587,590 et 593 ont été prélevés sur la bordure SE du Bassin Houiller méridional.

573 et 575 proviennent de carrière de Whitehaven,à l'Ouest d'Oswestry.

582,583,594,599 viennent de la Forest of Dean.

L'influence du faciès pétrographique des calcaires pourrait être importante également dans la formation des microfissures (T.M.Thomas,1970).En étudiant une série de lames minces dans les calcaires de la bordure Nord du Bassin Houiller méridional,T.M.Thomas a remarqué que les petites fractures se développaient plus facilement dans les micrites ou les oolithes que dans les calcaires coquillers.Beaucoup de microfissures s'arrêtent net au contact des deux faciès.Dans les oolithes,les microfractures ont tendance à épouser les contours des oolithes, d'où un tracé ondulé.Lors de la phase initiale de dissolution du calcaire,la distribution spatiale des faciès pétrographiques a donc probablement un rôle important à jouer,puisqu'elle détermine le tracé et la répartition des microfissures et qu'elle intervient dans la porosité de la roche.

°_°

BIBLIOGRAPHIE.

ADAMS G. (editor) 1975.*Planation surfaces: peneplains,pediplains and etchplains.* Benchmark Papers in Geology,vol.22,476p.(J.Wiley & sons).

AGER D.V.1974.The Jurassic period in Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.323-339.

ALEXANDER F.E.S.1959.Observations on tropical weathering: a study of the movement of iron,aluminium and silicon in weathering rocks at Singapore,*Quart.J. Geol.Soc.*,115,pp.123-144.

ALLEN A.1960.Seismic refraction investigations of the preglacial valley of the river Teifi near Cardigan,*Geol.Mag.*,97,pp.276-82.

ALLEN J.R. 1962a.Intraformational conglomerates and scoured surfaces in the Lower Old Red Sandstone of the Anglo-Welsh cuvette,*Liv.March.Geol.J.*,3,p.120.

- 1962b.Petrology,origin and disposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire,England,*J.of Sed.Petrol.*,32,pp.657-697.

- 1963.Depositional features of Dittonian rocks: Pembrokeshire compared with the Welsh borderland,*Geol.Mag.*,100,pp.385-400.

- 1964.Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone,Anglo-Welsh Basin,*Sedimentology*,3,pp.163-98.

- 1965a.Upper Old Red Sandstone (Farlovian) palaeogeography in South Wales and the Welsh Borderland,*J.of Sed.Petrol.*,35,pp.167-95.

- 1965b.The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey,North Wales,*Proc.Yorks.Geol.Polytech.Soc.*,35,pp.139-82.

- 1971.The sedimentation of the Old Red Sandstone in the Forest of Dean, in *"Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D. et M.(ed.),pp.9-19.

ALLEN J.R.1974.The Devonian rocks of Wales and the Welsh Borderland,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,T.R.Owen (ed.),Cardiff,p.47.

- 1975.Source rocks of the lower Old Red Sandstone: Llanishen Conglomerate of the Cardiff area,South Wales,*Proc.Geol.Ass.*,86,pp.63-76.

ALLEN J.R. et TARLO.1963.The Downtonian and Dittonian facies of the Welsh Borderland,*Geol.Mag.*,100,pp.129-155.

ALLEN P.1959.The Wealden environment: Anglo-Paris Basin,*Phil.Trans.Roy.Soc.Lond.*, serie B,692,pp.283-346.

- 1967a.Origin of the Hastings Facies in North Western Europe,*Proc.Geol.Ass.*,78,pp.27-105.

- 1967b.Strand-line pebbles in the Hastings Beds and the geology of the London Uplands.Old Red Sandstone,New Red Sandstone and other pebbles.Conclusion,*Proc.Geol.Ass.*,78,pp.241-76.

- 1969.Lower Cretaceous sourceland and the North Atlantic,*Nature*,222,p.657.

- 1972.Wealden detrital tourmaline: implication for North Western Europe, *J.Geol.Soc.*,128,pp.273-294.

ANDERSON J.G.1971.Glacial geology and geomorphology in central Glamorgan,in *"Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D.et M.(ed.), pp.106-113.

ANDERSON J.G. et BLUNDELL C.R.1965.The sub-drift rock surface and buried valleys of the Cardiff district,*Proc.Geol.Ass.*,76,pp.367-77.

ANDERSON J.G. et OWEN T.R.1967.*The structure of the British Isles*,Oxford (Pergamon),162p.

ARCHER A.1964.Notes on the Millstone Grit of the North Crop of the Pembrokeshire Coalfield,*Proc.Geol.Ass.*,76,pp.137-50.

- 1968.*The upper Carboniferous and later formations of the Gwendraeth valley and adjoining areas*,Mem.Geol.Surv.of G.B.,216p.

AUBOUIN J.,BROUSSE R.,LEHMANN J.P.,1967.*Précis de Géologie*,3t.Dunod,Paris.

AUDLEY-CHARLES,1970a. Stratigraphical correlation of the Triassic rocks of the British Isles,*Quart.J. Geol.Soc.*,126,pp.19-47.

- 1970b. Triassic palaeogeography of the British Isles,*Quart.J.Geol. Soc.*,126,pp.48-89.

BAILEY R.J.1969.Ludlovian sedimentation in South-central Wales,in *"The Precambrian and Lower Palaeozoic Rocks of Wales"*,A.Wood (ed.),Cardiff,pp.283-304.

BAILEY R.J. et REES A.I.1973.A magnetic fabric study of late Whitcliffian (Up. Silurian) siltstones from the Welsh Borderland,*Geol.J.*,8,pp179-88.

BAKER J.W.1971.The Precambrian rocks of Pembrokeshire,in *"Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D.et M.(ed.),Cardiff,p.170.

BALL D.F.1964a.Gibbsite in altered granitic rock in North Wales,*Nature*,Lond.,204, pp.673-4.

- 1964b.Deep weathering profile on the Island of Rhum,Inverness-shire, *Scott.Geogr.Mag.*,80,pp.22-27.

BALL D.F. et GOODIER R.1968.Large sorted stone stripes in the Rhinog Mountains, North Wales,*Geogr.Annlr.*,50,A1,pp.54-9.

BANNER F.T.,BROOKS M.,WILLIAMS E.1971.The geology of the approaches to Barry, Glamorgan,*Proc.Geol.Ass.*,82,pp.231-47.

BASSETT D.A.1963.The Welsh Palaeozoic geosyncline: a review of recent work on stratigraphy and sedimentation,in *"The British Caledonides"*,Johnson et Stewart (ed.),Edinburgh,pp.35-69.

- 1969.Some of the major structures of early Palaeozoic age in Wales and the Welsh Borderland: an historical essay,in *"The Precambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales"*,A.Wood (ed.),Cardiff,pp.67-116.

BASSETT D.A. et BASSETT M.G. (editors) 1971.*Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Cardiff,267p.

BATES D.E.B.1972.The stratigraphy of the Ordovician rocks of Anglesey,*Geol.J.*,8, pp.29-58.

- 1974.The structure of the Lower Palaeozoic rocks of Anglesey,with special reference to faulting,*Geol.J.*,9,pp.39-60.

BATH A.H.1974.New isotopic age data on rocks from the Long Mynd,Shropshire,*J.of the Geol.Soc.*,130,pp.567-74.

BATHURST R.1971.Carbonate sedimentation and their diagenesis,in *Developments in Sedimentology*,n°12,Elsevier.

BATTIAU-QUENEY Y.1970.Quelques problèmes morphologiques du Pays-de-Galles,*Bull. Ass.Géogr.Français*,381,pp.145-54.

- - 1972.L'importance de la tectonique post-hercynienne dans le Sud du Pays-de-Galles,*Norois*,73,pp.5-26.

- - 1973.Mise en évidence d'un karst tropical fossile au Pays-de-Galles,*Norois*,77,pp.136-40.

- - 1977.Un phénomène karstique dans des grès siliceux (Pays-de-Galles méridional),*Norois*,n°95 bis,spéc.karstologie,sous presse.

BAULIG H.1935.*The Changing Sea-Level*.Spec.Publ.Inst.British Geogr.

BEAVON R.V.1963.The succession and structure east of the Glaslyn River,North Wales,*Quart.J.Geol.Soc.*,119,pp.479-512.

BENNISON G. et WRIGHT A.1969.*The geological history of the British Isles*,London, (E.Arnold).

BIROT P.1958.*Morphologie structurale*,2t.,col.Orbis,P.U.F.,Paris.

- 1965.*Géographie physique générale de la zone intertropicale*,C.D.U.,Paris.

- 1966.*Le relief calcaire*,C.D.U.,Paris.

- 1968.*Contribution à l'étude de la désagrégation des roches*,C.D.U.,Paris.

- 1969.*L'influence du climat sur la sédimentation continentale*,C.D.U.,Paris.

- 1970.*Les régions naturelles du globe*,Masson,Paris.

BIROT P.,GODARD A.,PETIT M.,TERS M. 1974.Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement et de l'érosion différentielle dans le Transvaal septentrional et oriental (Afrique du Sud),*Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn.*,16,pp.421-454.

BLUCK B.J.1965.The sedimentary history of some triassic conglomerate in the Vale of Glamorgan (South Wales),*Sedimentology*,4,pp.225-245.

BLUCK B.J. et KELLING G. 1963.Channels in the Upper Carboniferous Coal Measures of South Wales,*Sedimentology*,2,pp.29-53.

BLUNDELL D.J.,DAVEY F.J.,GRAVES L.J.1971.Geophysical surveys over the South Irish Sea and Nymphe Bank,*J.of the Geol.Soc.*,127,pp.339-75.

BLUNDELL D.J.,GRIFFTHS D.H.et KING R.F.1969.Geophysical investigations of buried river valleys around Cardigan Bay,Wales,*Quart.J.Geol.Soc.*,120,pp.35-50.

BOSWELL P.G.H.1930.The pre-carboniferous history of the Vale of Clwyd,*Proc.Liv. Geol.Soc.*,15,pp.230-40.

- - 1949.*The Middle Silurian rocks of North Wales*,London (Arnold).

- - 1961.The case against a Lower Palaeozoic geosyncline,*Liv.Manch.Geol. J.*,2,pp.612-24.

BOTT M.H. et WATTS A.B.1971.Deep structure of the continental margin adjacent to the British Isles,*Rep.Inst.Geol.Sci.*,n°70/14,pp.89-110.

BOULTER M.C.1971.A survey of the Neogene Flora from two Derbyshire pocked deposits, *Mercian Geol.*,4,pp.45-62.

BOULTER M.C. et CHALONER W.C.1970.Neogene fossil plants from Derbyshire,England, *Rev.Palaeobotan.Palynol.*,10,pp.61-78.

BOULTER M.C.,FORD T.D.,IJTADA M. et WALSH P.T.1971.A newly recognized Tertiary Formation in the Southern Pennines,*Nature*,Lond.,231,pp.134-36.

BOULTON G.S.1977.A multiple till sequence formed by a late Devensian Welsh ice-cap: Glanllynnau,Gwynedd,in *"Studies in the Welsh Quaternary"*,Bowen D.Q.(ed.), *Cambria*,4,pp.10-31.

BOULTON G.S.,JONES A.S.,CLAYTON K.M.,KENNING M.J.,1977.A British ice-sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain,in *British Quaternary studies*,Shotton F.(ed.),Oxford (Clarendon),pp. 231-245.

BOULTON G.S. et WORSLEY P.1965.Late Weichselian glaciation in the Cheshire-Shropshire Basin,*Nature*,London,207,pp.704-706.

BOULTON W.1911.On a monchiquite intrusion in the Old Red Sandstone of Monmouthshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,67,pp.460-76.

BOWEN D.Q.1969.The Pleistocene history of the Bristol Channel,*Proc.Ussher Soc.*,2, p.86.

- 1970.South East and central South Wales,in *"The glaciations of Wales and adjoining areas"*,Lewis C.A.(ed.),London,pp.197-227.

- 1971a.The Quaternary succession of South Gower,in *"Geological excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D.et M.(ed.),pp.135-42.

- 1971b.The Pleistocene succession and related landforms in North Pembrokeshire and South Cardiganshire,in *"Geological excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D.et M.(ed.),pp.260-66.

- 1973a.The Pleistocene history of Wales and the borderland,*Geol.J.*,8, pp.207-224.

- 1973b.The Pleistocene succession of the Irish Sea,*Proc.Geol.Ass.*,84, pp.249-272.

- 1974.The Quaternary of Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.373-417.

- 1977a.Wales and the Cheshire-Shropshire Lowland,*guide-book for excursions A8 & C8,INQUA X Congress*,Birmingham.

- 1977b.Studies in the Welsh Quaternary retrospect and prospect,in *"Studies in the Welsh Quaternary"*,Bowen D.Q.(ed.),*Cambria*,4,pp.2-9.

BOWEN D.Q. et GREGORY K.J.1965.A glacial drainage system near Fishguard,Pembrokeshire,*Proc.Geol.Ass.*,76,pp.275-82.

BRENCHLEY P.J.1964.Ordovician ignimbrites in the Berwyn Hills,North Wales,*Geol.J.*, 4,pp.43-54.

BRENCHLEY P.J.1969.Origin of matrix in Ordovician greywackes,Berwyn Hills,North Wales,*J.Sedim.Geol.*,39,pp.1297-301.

BROMLEY A.V.1975.Tin mineralization of Western Europe: is it related to crustal subduction?,*Trans.Instn.Min.Metall.*(sect.B),84,pp.28-30.

BROOKS M.1968.The geological results of gravity and magnetic surveys in the Malvern Hills and adjacent districts,*Geol.J.*,6,pp.13-30.

BROOKS M. et AL-SAADI R.H.1977.Seismic refraction studies of geological structure in the inner part of the Bristol Channel,*J.of the Geol.Soc.*,133,pp.433-445.

BROOKS M. et JAMES D.G.1975.The geological results of seismic refraction surveys in the Bristol Channel 1970-73.*J.of the Geol.Soc.*,131,pp.163-82.

BROOKS M. et THOMPSON M.S.1973.The geological interpretation of a gravity survey of the Bristol Channel,*J.of the Geol.Soc.*,pp.245-274.

BROWN E.H.1957.The Physique of Wales,*Geogr.J.*,126,pp.318-34.

- 1960.*The relief and drainage of Wales*,Cardiff.

BROWN E.H. et COOKE R.1977.The Wheeler Valley area,Clwyd,in "*Studies in the Welsh Quaternary*",Bowen D.Q.(ed.),*Cambria*,4,pp.32-45.

BROWN E.H. et HARRIS A.1969.Drainage diversions in the upper Clwyd Valley,*Geography*,54,pp.140-51.

BROWN E.H. et WATERS R.S.(editors),1974.*Progress in Geomorphology: papers in honour of D.L.Linton*,Spec.Publ.n°7,Inst.of Brit.Geogr.

BROWN P.R.1964.Petrography and origin of some upper Jurassic Beds from Dorset, England,*J.Sediment.Petrol.*,34,pp.254-269.

BUCKLAND W.1842.On the glacial-diluvial phaenomena in Snowdonia and the adjacent parts of North Wales,*Proc.Geol.Soc.Lond.*,3,pp.579-84.

BÜDEL J.1957.Die Doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen,*Z.für Geomorph.* vol.1,pp.201-28.

BULLERWELL W. et Mc QUILLIN R.1969.*Preliminary report on a seismic reflection survey in the southern Irish Sea*,Rep.Inst.Geol.Sci.,n°69/2.

CAILLERE S. et HENIN S.1963.*Minéralogie des argiles*,Paris,Masson,356p.

CATTERMOLE P. et JONES A.1970.The geology of the area around Mynydd Mawr,Nantle, Caernarvonshire,*Geol.J.*,7,pp.11-128.

CHALLINOR J.1967.*A dictionary of Geology*,Cardiff,3ème éd.,298p.

CHALLINOR J. et BATES D.1973.*Geology explained in North Wales*,David & Charles.

CHARLESWORTH J.K.1929.The South Wales end-moraine,*Quart.J.Geol.Soc.*,85,pp.335-58.

CHATWIN,1960.*British Regional Geology: The Hampshire Basin and adjoining areas*, 3ème éd.,Geol.Survey of G.Britain.

CHILINGAR G.V.,BISSELL H.J.,FAIRBRIDGE R.W.(editors),1967.*Carbonate rocks,origin, occurence and classification*,2t,Elsevier.

CHURCHILL D.M.1965.The displacement of deposits formed at sea-level 6500 years ago in Southern Britain,*Quaternaria*,7,pp.239-49.

COBBOLD E.S.1900.in *Church Stretton*,Campbell-Hyslop C.W.(ed.),Shrewsbury.

COLEMAN A.M. et BALCHIN W.G.V.1959.The origin and development of surface depression in the Mendip Hills,*Proc.Geol.Ass.*,70,pp.291-309.

COLLAR F.A.1974.A geophysical interpretation of the structure of the Vale of Clwyd,North Wales,*Geol.J.*,9,pp.65-76.

COLLETTE B.J.1970.Vertical crustal movements in the North Sea area through geological time,in *The geology of the East Atlantic continental margin*,part 3, Rep.n°70/15,Inst.of Geol.Sci.

COOK A.H. et THIRLAWAY H.I.S.1955.The geological results of measurements of gravity in the Welsh Borders,*Quart.J.Geol.Soc.*,111,pp.47-70.

COOPE G.R.1977a.Coleoptera as clues to the understanding of climatic changes in North Wales towards the end of the last (Devensian) glaciation,in *Studies in the Welsh Quaternary*,Bowen D.Q.(ed.),*Cambria*,4,pp.65-72.

- 1977b.Quaternary Coleoptera as aids in the interpretation of environmental history,in *British Quaternary studies,recent advances*,Shotton F.W.(ed.),pp.55-68.

COOPE G.R. et BROPHY J.A.1972.Late glacial environmental changes indicated by a coleopteran succession from North Wales,*Boreas*,1,pp.97-142.

COQUE R.1962.*La Tunisie présaharienne,étude géomorphologique*,Thèse Lettres,Paris, Colin,476p.

CORBEL J.1957.*Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe*,Thèse Lettres,Rev.Géogr.Lyon n° spécial.

COX A.1915.The geology of the district between Abereiddy and Abercastle (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,71,pp.273-342.

- 1925.The geology of the Cader Idris Range (Merioneth),*Quart.J.Geol.Soc.*,81, pp.539-594.

- 1930.Preliminary note on the geological structure of Pen Caer and Strumble Head,Pembrokeshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,86,pp.274-89.

COX A.,GREEN J.F.,JONES O.T.,PRINGLE J.1930.The geology of the St David's District,Pembrokeshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,86,pp.241-73.

COX A. et WELLS A.1921.The Lower Palaeozoic rocks of the Arthog-Dolgelley District (Merionethshire),*Quart.J.Geol.Soc.*76,pp.254-324.

- - 1927.The geology of the Dolgelley District,Merionetshire,*Quart. J.Geol.Soc.*,38,pp.265-318.

CRAMPTON C.B.1960.Petrography of the Mesozoic succession in South Wales, *Geol. Magaz.*,97,pp.54-65.

CRIMES T.P. et OLDERSHAW M.A.1967.Paleocurrent determinations by magnetic fabric measurements on the Cambrian rocks of St Tudwal's Peninsula,*Geol.J.*,5,p.217.

CRIMES T.P.1970.A facies analysis of the Arenig of Western Lleyn,North Wales, *Proc.Geol.Ass.*,81,pp.221-239.

CUMMINS W.A.1957.The Denbigh Grits: Wenlock greywackes in Wales,*Geol.Magaz.*,94, pp.433-51.

- 1958.Some sedimentary structures from the Lower Keuper Sandstone, *Liv.Manch.Geol.J.*,2,pp.37-43.

- 1959a.The Nantglyn Flags; Mid-Salopian basin facies in Wales,*Liv. Manch.Geol.J.*,2,pp.159-67.

- 1959b.The Lower Ludlow Grits in Wales,*Liv.Manch.Geol.J.*,2,pp.168-79.

- 1969.Patterns of sedimentation in the Silurian Rocks of Wales,in *"The Precambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),Cardiff,pp. 219-37.

CURRY D.,HAMILTON D. et SMITH A.J.1970.*Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the Western approaches to the English Channel*,Rep. of the Inst.Geol.Sci.,n°70/3.

DAVID J.W.1883.On the evidence of glacial action in South Brecknockshire and East Glamorgan,*Quart.J.Geol.Soc.*,39,pp.39-54.

DAVIES R.G.1959.The Cader Idris granophyre and its associated rocks,*Quart.J.Geol. Soc.*,115,pp.189-216.

DAVIES A.M. et STUBBLEFIELD C.J.1968.*An introduction to Palaeontology*,3ème éd., London,T.Murby.

DAWKINS W.1862.On a Hyaena-den at Wookey Hole,near Wells,*Quart.J.Geol.Soc.*,18, pp.115-25.

DEJOU J.,GUYOT J.,CHAUMONT C. et ANTOINE H.1967.Présence de gibbsite et de gels alumino-siliciques dans la fraction argileuse extraite de quelques arènes et sols du Massif de granite à 2 micas de la Pierre-qui-Vire (Yonne),*C.R. Ac.Sc.Paris*,266,D,pp.566-68.

DEJOU J.,GUYOT J.,PEDRO G.,CHAUMONT C. et ANTOINE H.1968.Nouvelles données concernant la présence de gibbsite dans les formations d'altération superficielle des massifs granitiques,*C.R.Ac.Sc.Paris*,266,D,pp.1825-7.

- - - - - 1970.Sur la présence de gibbsite dans les formations superficielles développées en Hte Vienne sur micaschistes francs,*C.R.Ac.Sc.Paris*,270,D,pp.287-9.

DELANY F.M.(ed.),1970.*The Geology of the East Atlantic Continental Margin*,Part 2 & 3: Europe,Ins.Geol.Sci.,Report 70/14 et 70/15.

DEMANGEOT J.1960.Pseudo-cuestas de la zone intertropicale,*Bull.Ass.Geogr.Fr.*, 296-97,pp.2-16.

DEMEK J.1965.Slope development in granite areas of the Bohemian Massif,Czechoslovakia,*Z.Geomorph.*,suppl.5,pp.82-106.

DEPAPE G.1928.Le monde des plantes à l'apparition de l'homme en Europe occidentale (flores récentes de France,d'Angleterre et des Pays-Bas),*Ann.Soc.Scient. Bruxelles*,48,B,pp.39-102.

DERBYSHIRE E.1963.Late glacial drainage in part of NE Wales: an alternative hypothesis,*Proc.Geol.Ass.*,73,pp.327-34.

DEWEY J.F.1969.Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen,*Nature,London*,232, pp.124-129.

DEWEY H.1918.On the origin of some landforms in Caernarvonshire,*Geol.Magaz.*,55, pp.145-57.

DICKINSON W.R.1971.Plate tectonic models for orogeny at continental margins,*Nature*, London,232,pp.41-42.

DIGGENS J.N. et ROMANO M.1968.The Caradoc rocks around Llyn Cowlyd,North Wales, *Geol.J.*,6,pp.31-48.

DIXON E.E.L.1921a.*The Country around Pembroke and Tenby.The Geology of the South Wales Coalfield,part 13*,Mem.Geol.Survey of G.B.

- 1921b.The unconformity between the Millstone Grit and the Carboniferous Limestone at Ifton,Monmouth,*Geol.Magaz.*,pp.157-64.

DIXON E.E.L. et VAUGHAN A.1911.The Carboniferous succession in Gower (Glamorganshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,67,pp.477-571.

DOBSON M.R.,EVANS W.E.,et WHITTINGTON R.1973.*The Geology of the South Irish Sea*, Inst.Geol.Sci.,Report 73/11,35p.

DONOVAN D.T.,LLOYD A.J. et STRIDE A.H.1971.Geology of the Bristol Channel,*Proc. Geol.Soc.London*,1664,pp.294-95.

DONOVAN D.T.,SAVAGE R.J.,STRIDE A.H. et STUBBS A.R.1961.Geology of the floor of the Bristol Channel,*Nature*,London,189,pp.51-2.

DOUBLE I.S.1926.The petrography of the Triassic rocks of the Vale of Clwyd,*Proc. Lpool.Geol.Soc.*,14,pp.249-62.

DREGHORN W. 1968.*Geology explained in the Forest of Dean and Wye Valley*,David & Charles,196p.

DRESCH J.1957.Pédiments et glacis d'érosion.Pédiplaines et inselbergs.*Inf.Géogr.* 21,pp.183-96.

DRISCOLL E.M.1958.The denudation chronology of the Vale of Glamorgan,*Trans.Inst. Brit.Geogr.*,25,pp.45-57.

DROGUE C. et PLEGAT R.1971.Température et phénomènes biochimiques dans la dissolution du calcaire,*Bull.Ass.Géogr.Fr.*,389-90,pp.235-39.

DUCHAUFOUR P.1970.*Précis de pédologie*,Paris,Masson,3ème éd.,481p.

DURAND S.1959.*Le Tertiaire de Bretagne*,Thèse Sci.Rennes.

EARP J.R. et HAINS B.A.1971.*The Welsh Borderland*,*Brit.Region.Geol.*,3ème éd.,London, H.M.S.O.

EDEN R.A.,WRIGHT J.E.,BULLERWELL W.1971.The solid geology of the East Atlantic continental margin adjacent to the British Isles,*Rep.Inst.Geol.Sci.,n°70/14*, Delany F.M.(ed.),pp.111-28.

ELHAÏ H.1963.*La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe Normand-Breton*, Thèse Lettres,Paris.

ELSDEN J.V.1905.On the igneous rocks occuring between St David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,61,pp.579-607.

- 1908.The St David's Head rock series (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.* 64,pp.273-96.

EMBLETON C.1957.Some stages in the drainage evolution of part of North-East Wales, *Trans.Inst.Brit.Geogr.*,23,pp.19-35.

- 1964a.The planation surfaces of Arfon and adjacent parts of Anglesey: a re-examination of their age and origin,*Trans.Inst.Brit.Geogr.*,pp.17-26.

- 1964b.The deglaciation of Arfon and Southern Anglesey and the origin of the Menai Straits,*Proc.Geol.Ass.*,75,pp.407-430.

- 1961.The geomorphology of the Vale of Conway,North Wales,with particular reference to its deglaciation,*Trans.Inst.Brit.Geogr.*,29,pp.47-70.

- 1970.North-Eastern Wales,in *"The glaciations of Wales and adjoining areas"*,Lewis C.A.(ed.),London (Longman),pp.59-82.

EMBLETON C. et KING C.A.M.1975a.*Glacial geomorphology*,London (Arnold),640p.

- - 1975b.*Periglacial geomorphology*,London (Arnold),203p.

ERHART H.1967.*La genèse des sols en tant que phénomène géologique*,Paris (Masson), 2ème éd.

- 1973a.*Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium*,Paris, Doin.

ERHART H.1973b.*Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium*,Paris, Doin.

ESTEOULE-CHOUX J.1967.*Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires*, Thèse Sci.Rennes,319p.

EVANS W.D.1945.The geology of the Prescelly Hills,North Pembrokeshire,*Quart.J. Geol.Soc.*,101,pp.89-110.

EVERITT C.W.F.1960.Rock magnetism and the origin of the Midland basalts,*Geophys. J.Roy.Astr.Soc.*,3,pp.203-10.

FAUCK R.1972.*Les sols rouges sur sable ou sur grès d'Afrique occidentale*,Thèse Sci.,O.R.S.T.O.M.

FEARNSIDES W.G.1910.The Tremadoc slates and associated rocks of SE Caernarvonshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,66,pp.142-88.

FEARNSIDES W.G. et DAVIES W.1944.The geology of Deudraeth.The country between Traeth Mawr and Traeth Bach,Merioneth,*Quart.J.Geol.Soc.*,99,pp.247-76.

FEININGER T.1969.Pseudo-karst on quartz-diorite,Colombia,*Z.Geomorph.*,13,pp.287-96.

FERRAR A.M.1961.The depth of some lakes in Snowdonia,*Geogr.J.*,p.205.

FISHWICK A.1977.The Conway Basin,in *"Studies in the Welsh Quaternary"*,Bowen D.Q., (ed.),*Cambria*,,4,pp.56-64.

FITCH F.J.,MILLER J.A.,EVANS A.L.,GRASTY R.L. et MENEISY M.Y.1969.Isotopic age determination on rocks from Wales and the Welsh Borders,in *"The Precambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),Cardiff,pp.23-45.

FITZPATRICK E.A.1963.Deeply weathered rock in Scotland,its occurence,age and contribution to the soils,*J.Soil Sci.*,14,pp.33-43.

FLAGEOLLET J.C.1977.*Origine des reliefs,altérations et formations superficielles: contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins.L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest*,Thèse Lettres,Sci.de la Terre,mém.n°35,Nancy,461p.

FOLK R.1968.*Petrology of sedimentary rocks*,University of Texas,Austin,170p.

FORD D.1964.Origin of closed depressions in the central Mendip Hills,*Abstr.of the Papers,20th Int.Geogr.Congr.*pp.105-6.

FORD D. et STANTON W.I.1968.The geomorphology of the South-central Mendip Hills, *Proc.Geol.Ass.*,79,pp.401-28.

FORD T.D. et KING P.J.1968.Outliers of possible Tertiary age,in *"Geology of the East Midlands"*,Leicester University Press,pp.324-31.

FRANCIS E.H.1959.The Rhaetic of the Bridgend district,Glamorgan,*Proc.Geol.Ass.*, 70,pp.158-78.

FRIEND P.F.1966.Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains,U.S.A.,*Quart.J.Geol.Soc.*,122,pp.273-92.

FÜCHTBAUER H.1967.Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity,*Proc.7th World Petroleum Congr.(Mexico,1967)*,pp.353-69.

GARDINER G.I.,REYNOLDS S.H.,SMITH S.,TRUEMAN A.E.,TUTCHER J.W.1934.The geology of the Gloucester district,*Proc.Geol.Ass.*,45,pp.110-44.

GARRARD R.A. et DOBSON M.R.1974.The nature and maximum extent of glacial sediments off the West coast of Wales,*Marine Geology*,16,pp.31-44.

GAYER R.A.,ALLEN K.C.,BASSETT M.G.,EDWARDS D.1973.The structure of the Taff gorge area,Glamorgan,and the stratigraphy of the Old Red Sandstone-Carboniferous Limestone transition,*Geol.J.*,8,pp.345-74.

GAYER R.A. et CRIDDLE A.J.1970.Mineralogy and genesis of the Llanharan iron ore deposits,Glamorgan,*Proc.9th Commonw.min.metall.congr.1969*,Paper 15,pp.1-22 et 605-25.

GAYER R.A. et STEAD J.T.1971.The Forest of Dean coal and iron-ore fields,in *"Geological excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D. et M.(ed.),pp.20-36.

GEIGER M.E. et HOPPING C.A.1968.Triassic stratigraphy of the Southern North Sea Basin,*Phil.Trans.Roy.Soc.*,B,254,pp.1-36.

GEORGE T.N.1932.The Quaternary beachs of Gower,*Proc.Geol.Ass.*,43,pp.291-324.

- 1933.The Carboniferous limestone series in the West of the Vale of Glamorgan,*Quart.J.Geol.Soc.*,89,pp.221-72.

- 1940.The structure of Gower,*Quart.J.Geol.Soc.*,96,pp.131-98.

- 1958.Lower Carboniferous palaeogeography of the British Isles,*Proc. York.Geol.Soc.*,31,pp.227-318.

- 1961.The Welsh landscape,*Sci.Progr.*,49,pp.242-64.

- 1963.Palaeozoic growth of the British Caledonides,in *"The British Caledonides"*,Stewart F.H. et Johnson M.(ed.),Edinburgh,pp.1-33.

- 1970.*British Regional Geology: South Wales*,3ème éd.,London,H.M.S.O.

- 1972.The classification of Avonian limestones,*J.Geol.Soc.*,128,pp.221-256.

- 1974a.The Cenozoic evolution of Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.341-71.

- 1974b.Prologue to a geomorphology of Britain,in *"Progress in Geomorphology: papers in honour of D.L.Linton"*,Brown E.H. et Waters R.S.(ed.),spec. publ.n°7,Inst.of Brit.Geogr.,pp.113-25.

GLENNIE K.W.1970.*Desert sedimentary environment*,Developments in Sedimentology, n°14,Elsevier.

GODARD A.1965.*Recherches de Géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest*,Thèse Lettres, Publ.Fac.Lettres Univ.Strasbourg,701p.

- 1967.Morphologie des socles et massifs anciens: érosion différentielle et tectonique récente,*Rev.Géogr.Est*,pp.202-9.

- 1972.Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins,*Rev.Géogr.Phys.Géol.Dynam.*, 14,pp.265-96.

GODWIN H.1977.Quaternary history of the British flora,in *British Quaternary studies*,Shotton F.W.(ed.),Oxford,pp.107-18.

GOGUEL J.1965.*Traité de Tectonique*,Paris (Masson),457p.

GREEN G.W. et WELCH F.B.A.1965.*Geology of the country around Wells and Cheddar*, Mem.Geol.Survey of G.B.,H.M.S.O.

GREEN J.F.N.1908.The geological structure of the St David's area (Pembrokeshire), *Quart.J.Geol.Soc.*,64,pp.363-83.

- 1911.The geology of the district around St David's,Pembrokeshire, *Proc.Geol.Ass.*,22,pp.138-41.

GREENLY E.1919.*The geology of Anglesey*,2 vol.,Mem.Geol.Survey of G.B.,980p.

- 1928.The lower Carboniferous rocks of the Menaian region of Caernarvonshire.Their petrology,succession and physiography,*Quart.J.Geol.Soc.*,84, pp.382-439.

- 1944a.The Ordovician rocks of Arvon,*Quart.J.Geol.Soc.*,100,pp.75-83.

- 1944b.The Arvonian rocks of Arvon,*Quart.J.Geol.Soc.*,100,pp.269-87.

GREENSMITH J.,HATCH F.H. et RASTALL R.H.1971.*Petrology of the sedimentary rocks*, London (T.Murby),5ème éd.,502p.

GREENWOOD H.W.1920.The Trias of the Macclesfield district with notes on its relation to the adjacent Carboniferous rocks and to the Trias of the Midlands, *Proc.Lpool.Geol.Soc.*,12,pp.325-38.

GREIG D.C.,WRIGHT J.E.,HAINS B.A. et MITCHELL G.H.1968.*Geology of the country around Church Stretton,Craven Arms,Wenlock Edge and Brown Clee*,Mem.Geol. Survey of G.B.,379p.

GRESSWELL R.K.1964.The origin of the Mersey and Dee estuaries,*Geol.J.*,4,p.77.

GRIFFITHS D.W. et GIBB R.A.1965.Bouguer gravity anomalies in Wales,*Geol.J.*4, pp.335-42.

GRIFFITHS J.C.1939.The mineralogy of the glacial deposits of the region between the rivers Neath and Towy,South Wales,*Proc.Geol.Ass.*,50,pp.433-62.

GROVES A.W.1931.The unroofing of the Dartmoor Granite and the distribution of the detritus in the sediments of Southern England,*Quart.J.Geol.Soc.*,87, pp.62-96.

GUILCHER A.1948.*Le relief de la Bretagne Méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*,La Roche sur Yon (Potier),682p.

- 1949.La surface post-hercynienne dans l'Europe Occidentale,*An.de Géogr.* 310,pp.97-112.
- 1950.Nivation,cryoplanation et solifluxion quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du Nord du Devonshire,*Rev.Géomorp.Dynam.*,1, pp.53-78.
- 1963.*Les Iles Britanniques* (en collaboration avec J.Beaujeu-Garnier), 1ère Part.,in L'Europe du Nord et du Nord-Ouest,col.Orbis,Paris (P.U.F.), t.3.
- 1974a.Les "rasas": un problème de morphologie littorale générale, *An.de Géogr.*,455,pp.1-33.
- 1974b.Pénéplaine ou pédiplaine de l'Ouest de la France,d'après C.Klein, *An.de Géogr.*,458,pp.381-93.
- 1974c.L'âge des plages anciennes de bas niveau dans le Nord-Ouest de l'Europe dans son intérêt morphologique,*Mem.Societa Geografica Italiana*, pp.283-95.

GUILCHER A. et SAINT REQUIER A.1969.Galets et sables du Menez Lus (Finistère) et leur signification morphologique,*Norois*,62,p.245.

GUPPY E.M. et THOMAS H.H.1931.Chemical analysis of igneous rocks,metamorphic rocks and minerals,*Spec.Report,Geol.Survey of G.B.*

HAINS B.A.1969.*The geology of the Craven Arms area (1/25000 geological sheet SO 48)*,Mem.Geol.Survey of G.B.

HAINS B.A.1970.*The geology of the Wenlock Edge area (1/25000 geological sheet SO 59)*,Mem.Geol.Survey of G.B.

HAINS B.A. et HORTON A.1969.*British Regional Geology: Central England*,3ème éd., London,H.M.S.O.

HALLAM A.1960.A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan,*Phil.Trans.Royal Soc.*,B,243,pp.283-322.

HALLIMOND A.F.1925.*Iron ores: bedded ores of England and Wales.Petrography and chemistry*.Special report on the mineral Res.of G.B.,H.M.S.O.

HAMILTON D. et BLUNDELL D.J.1971.Submarine geology of the approaches to the Bristol Channel,*Proc.Geol.Soc.London*,1664,pp.297-300.

HARBAUGH J.W.1967.Carbonate oil reservoir rocks,in *"Carbonate rocks,origin,occurence and classification"*,Chilingar G.V.et al.(ed.),t.1,pp.349-98.

HARLAND W.D. et GAYER R.A.1972.The Arctic Caledonides and earlier oceans,*Geol. Magaz.*,109,pp.289-314.

HARRISON R.K.1971.The petrology of the upper Triassic rocks in the Llanbedr (Mochras Farm)borehole,in *The Llanbedr Borehole*,Woodland A.W.(ed.),Rep. n°71/18,Inst.Geol.Sci.,pp.37-72.

HARRIS S.W. 1924.The petrography of the Triassic sandstones of SW Lancashire, *Proc.Lpool.Geol.Soc.*,14,pp.48-64.

HATCH F.H.,WELLS A.K.,WELLS M.K.1972.*Petrology of the igneous rocks*,London (T.Murby),13ème éd.,551p.

HAWKES L.1943.The erratics of the Cambridge Greensand.Their nature,provenance and mode of transport,*Quart.J.Geol.Soc.*,99,pp.93-103.

HAWKINS A.B.1962.The buried channel of the Bristol Avon,*Geol.Magaz.*,99,pp.369-379.

HAWKINS A.B. et KELLAWAY G.A.1971.Field meeting at Bristol and Bath with special reference to new evidence of glaciation,*Proc.Geol.Ass.*,82,pp.267-92.

HEARD A.1922.The petrology of the Pennant Series,*Geol.Magaz.*,59,pp.83-92.

HEARD A. et DAVIES R.1924.The Old Red Sandstone of the Cardiff District,*Quart.J. Geol.Soc.*,75,pp.489-519.

HEMPEL L.1958.Probleme der Oberflächenformung in Grossbritannien unter klimamorphologischer Fragestellung,*Petermanns Geogr.Mittn.Jg.*,102,pp.13-27 et 81-9.

HERAK M. et STRINGFIELD V.T.(editors)1972.*Karst,important karst regions of the Northern hemisphere*,Elsevier,552p.

HERBERT-SMITH M.1971.Palynology of the Tertiary and Pleistocene deposits of the Llanbedr (Mochras Farm) borehole,in *"The Llanbedr (Mochras Farm) Borehole"*, Woodland A.W. (ed.),Rep.n°71/18,Inst.Geol.Sci.,pp.95-101.

HERVIEU J.1968.*Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical*,Thèse Sci.,O.R.S.T.O.M.

HILL M.N. et VINE F.J.1965.A preliminary magnetic survey of the Western Approaches to the English Channel,*Quart.J.Geol.Soc.*,pp.463-75.

HOLLAND C.H.1969.The Welsh Silurian geosyncline in its regional context,in *"The Precambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),Cardiff, pp.203-217.

HOLLAND C.H. et LAWSON J.D.1963.Facies patterns in the Ludlovian of Wales and the Welsh Borderland,*Liv.Manch.Geol.Soc.J.*,3,pp.269-88.

HOWELL F.T.1973.The sub-drift surface of the Mersey and Weaver catchment and adjacent areas,*Geol.J.*,8,pp.285-96.

HUTCHINS P.F.1963.The lower New Red Sandstone of the Crediton Valley,*Geol.Magaz.*, 100,pp.107-28.

IVIMEY-COOK H.C.1974.The Permian and Triassic deposits of Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff, pp.295-321.

JAMES D.M.D.1971.Petrography of the Plynlimon Group,West Central Wales,*Sedim. Geol.*,6,pp.255-70.

JEHU T.J.1904.The glacial deposits of Northern Pembrokeshire,*Trans.Royal Soc.of Edinb.*,61,pp.53-87.

JENNINGS J.N. 1971.*Karst.*M.I.T.Press,London,252p.

JENNINGS et WILLIAMS,1891.Manod and the Moelwyns,*Quart.J.Geol.Soc.*,47,pp.368-83.

JESSEN O.1948.*Die Randschwellen der Kontinente*,P.M.Herg.Heft.

JOHN B.S.1969.Pembrokeshire and South Cardiganshire,in *"Coastal Pleistocene deposits in Wales"*,Quaternary research ass.,Univ.Coll.of Wales,Aberystwyth, pp.18-26.

- 1970a.The Pleistocene drift succession at Porth Clais,Pembrokeshire, *Geol.Magaz.*,107.

- 1970b.Pembrokeshire,in *"The glaciations of Wales and adjoining areas"*, pp.229-65.

- 1972.A late Weichselian kame terrace at Mullock Bridge,Pembrokeshire, *Proc.Geol.Soc.*,83,pp.213-229.

JOHNSON G.A.L.1976.Palaeozoic accretion of Western Europe,*An.Soc.Geol.Nord*,96, pp.347-52.

JOHNSON M.R.W. et STEWART F.H.(editors),1963.*The British Caledonides*,Edinburgh (Oliver & Boyd).

JONES D.G.1974.The Namurian series in South Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.117-32.

JONES D.G. et OWEN T.R.1957.The rock succession and geological structure of the Pyrddin,Sychryd and upper Cynon valleys,South Wales,*Proc.Geol.Soc.*,67,pp.232-250.

JONES O.T.1912.The geological structure of Central Wales and the adjoining regions,*Quart.J.Geol.Soc.*,68,pp.328-44.

- 1924.The upper Towy drainage system,*Quart.J.Geol.Soc.*,80,pp.568-609.

- 1938.On the evolution of a geosyncline,*Quart.J.Geol.Soc.*,94,pp.60-90.

- 1952 (pour 1951).The drainage system of Wales and the adjacent regions, *Quart.J.Geol.Soc.*,107,pp.201-225.

- 1956 (pour 1955).The geological evolution of Wales and the adjoining regions,*Quart.J.Geol.Soc.*,111,pp.323-57.

- 1964.The glacial and post-glacial history of the lower Teifi valley, *Quart.J.Geol.Soc.*,121,pp.247-81.

JONES R.O.1931.The development of the Tawe drainage,*Proc.Geol.Ass.*,44,pp.305-21.

- 1939.The evolution of the Neath-Tawe drainage system,South Wales,*Proc. Geol.Ass.*,50,pp.530-66.

JONES T.A.1920.The pebbles of the Middle Bunter Sandstones of the neighbourghood of Liverpool,*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,12,pp.281-308.

- 1926.The Keuper Basement Beds of Wirral,*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,14, pp.215-222.

KAYE,1966.Lower Cretaceous Palaeogeography of North West Europe,*Geol.Magaz.*,103, pp.257-62.

KELLAWAY G.A.1971.Glaciation and the stones of Stonehenge,*Nature*,London,233, pp.30-35.

KELLAWAY G.A. et WELCH F.B.1948.*British Regional Geology: Bristol and Gloucester District*,2ème éd.,London,H.M.S.O.

KELLING G.1968.Patterns of sedimentation in Rhondda Beds of South Wales,*Am.Ass. Petrol.Geol.Bull.*,52,pp.2369-86.

- 1971.Upper Carboniferous sedimentation in the Central part of the

Wales Coalfield,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D.et M.(ed.),Cardiff,pp.85-95.

- 1974.Upper Carboniferous sedimentation in South Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.185-224.

KELLING G. et GEORGE G.T.1971.Upper Carboniferous sedimentation in the Pembrokeshire Coalfield,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D. et M.(ed.),Cardiff,pp.240-59.

KENT P.E.1949.A structure contour map of the surface of the buried pre-Permian rocks of the England and Wales,*Proc.Geol.Ass.*,60,pp.87-104.

- 1957.Triassic relics and the 1000 foot surface in the Southern Pennines, *the East Midland Geographer*,8,pp.3-10.

KERMACK D.M.,KERMACK K.A. et MUSSETT F.1956.Exhibition of new Mesozoic mammals from South Wales,*Proc.Geol.Soc.London*,1533,p.31.

KHOBZI J.1972.Erosion chimique et mécanique dans la genèse de dépressions "pseudo-karstiques" souvent endoréiques,*Rev.Géomorph.Dynam.*,21,pp.57-70.

KIDSON C.1968.The role of the sea in the evolution of the British landscape,in *Geography at Aberystwyth*,Cardiff.

- 1971.The Quaternary history of the coasts of South West England,with special reference to the Bristol Channel coast,in *Essays in Geography in honour of A.Davies*,Exeter,pp1-22.

KIDSON C. et WOOD R.1974.The Pleistocene stratigraphy of Barnstaple Bay,*Proc.Geol.Ass.*,85,pp.223-38.

KIDSON C. et TOOLEY M.J.(editors),1977.*The Quaternary history of the Irish Sea.* Geol.J.,Speci.Issue n°7.

KING L.C.1951.*South Africa Scenery*,Edinburgh.

KING P.B.1950.Geology of the Elkton area,Virginia,*U.S.Geol.Survey Profess.Pap.*, 230,82p.

- 1959.*The evolution of North America*,Princeton Univ.Press,189p.

KING W.B.1955.The Pleistocene epoch in England,*Quart.J.Geol.Soc.*,111,pp.187-208.

KIRKALDY,1947.The provenance of the pebbles in the lower Cretaceous rocks,*Proc. Geol.Ass.*,58,pp.223-41.

KLEIN C.1959.Surfaces d'érosion: surfaces de regradation et surfaces d'aggradation,*An. de Géogr.*,pp.292-317.

- 1973.Les enseignements tirés d'une thèse sur le Massif Armoricain et le Bassin Parisien,*Norois*,20,pp.321-327.

- 1975.*Massif Armoricain et Bassin Parisien.Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*,2 vol.,Thèse Lettres,Gap,882p.

KLEIN G. de V.1962.Sedimentary structures in the Keuper Marl (Upper Triassic), *Geol.Magaz.*,99,pp.137-44.

KRYNINE,1948.The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, *J.Geol.*,56,p.156.

KUENEN P.1966.Matrix of turbidites: experimental approach,*Sedimentology*,7,pp.267-297.

KUENEN P. et MIGLIORINI C.I.1950.Turbidity currents as a cause of graded bedding, *J.Geol.*,58,pp.91-127.

LAKE P.1900.Bala Lake and the river system of North Wales,*Geol.Magaz.*,4,pp.204-215 et pp.241-5.

LAKE P. et REYNOLDS S.1912.The geology of Mynydd y Gader,Dolgelly,*Quart.J.Geol. Soc.*,271,pp.345-63.

LAMB H.H.1977.The late Quaternary history of the climate of the British Isles, in *British Quaternary Studies*,Shotton F.W.(ed.),Oxford,pp.283-98.

LAPWORTH C.1879.On the tripartite classification of the Lower Palaeozoic rocks, *Geol.Magaz.*,6,pp.1-15.

LEACH A.1933.The geology and scenery of Tenby and the South Pembrokeshire coast, *Proc.Geol.Ass.*,pp.187-216.

LEGGET R.F.,BROWN R.J.,JOHNSTON G.H.1966.Alluvial fan formation near Aklavik, North-West Territories,Canada,*Bull.Geol.Soc.Amer.*,77,pp.15-30.

LELONG F.1967.*Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française)*,Thèse Sci.,Nancy,Sci.de la Terre,Mem.n°14,188p.

LENEUF N.1959.*L'altération des granites calco-alcalins et des grano-diorites en Côte-d'Ivoire forestière*,O.R.S.T.O.M.,210p.

LEWIS C.A.1966a.The Breconshire end-moraine,*Nature*,London,212,pp.1559-61.

- 1966b.*The periglacial landforms of the Brecon Beacons*,Ph.D.Thesis,Univ. of Wales,inédit.

- (editor) 1970a.*The glaciation of Wales and adjoining regions*,London (Longman).

- 1970b.The upper Wye and Usk regions,in *"The glaciations of Wales and adjoining regions"*,Lewis,(ed.),London,pp.147-73.

- 1970c.The glaciations of the Brecknock Beacons,*Brycheiniog*,14,pp.97-120.

LINTON D.L.1951.Midland drainage: some considerations bearing on its origin, *Advmt.Sci.*,7,(28),pp.449-56.

- 1955.The problem of tors,*Geogr.J.*,121,pp.470-87.

LLOYD A.J.1963.Upper Jurassic rocks beneath the Bristol Channel,*Nature*,London, 198,pp.375-6.

LLOYD A.J.,SAVAGE R.J.,STRIDE A.H.,DONOVAN D.T.1973.The geology of the Bristol Channel floor,*Phil.Trans.Royal Soc.*,A,274,pp.595-626.

MABBUTT J.A.1961.A striped land surface in Western Australia,*Trans.Inst.Brit. Geogr.*,29,pp.191-214.

MACKINTOSH D.1874a.On a new section of pre-glacial white clay and sand near Mold, *Geol.Magaz.*,1,p.67.

- 1874b.Additional remarks on boulders with a particular reference to a group of very large and far-travelled erratics in Llanarmon parish,Denbighshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,pp.711-21.

MAINGUET M.1972.*Le modelé des grès,problèmes généraux*,2 t.,Paris,I.G.N.,657p.

MARSHALL C.E.1942.Field relations of certain of the basic igneous rocks associated with the Carboniferous strata of the Midland counties,*Quart.J.Geol.Soc.*, 98,pp.1-25.

MATLEY C.A. et WILSON T.1946.The Harlech Dome,North of the Barmouth estuary,*Quart. J.Geol.Soc.*,102,pp.1-40.

MATTAUER M.1973.*Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*,Paris,494p.

MAW G.1867.On the distribution beyond the Tertiary districts of white clays and sands subjacent to the boulder clay drifts,*Geol.Magaz.*,pp.241-51 et 299-307.

MILLER A.1937.The 600 foot Plateau in Pembrokeshire and Carmarthenshire,*Geol.J.*, pp.148-59.

MILLER J.A. et MOHR P.A.1964.Potassium Argon measurements on the granites and some associated rocks from South West England,*Geol.J.*,4,pp.105-26.

MILLOT G.1949.Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses,*Géol.Appliq.et Prosp.Min.*,2,pp.1-352.

- 1964,*Géologie des argiles*,Paris (Masson),499p.

- 1967.Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges), *Sedimentology*,8,pp.259-80.

MITCHELL G.F.1960.The Pleistocene history of the Irish Sea,*the Advmnt.Sci.*,17, pp313-25.

- 1972.The Pleistocene history of the Irish Sea,second approximation, *Sci.Proc.Royal.Dublin Soc.*,A4 (13),pp.181-99.

- 1973.The late Pliocene marine formation at St Erth,Cornwall,*Phil. Trans.Royal Soc.London*,266,pp.1-37.

- 1977.Raised beaches and sea-levels,in *British Quaternary Studies*, Shotton F.W.(ed.),Oxford,pp.169-86.

MITCHELL G.F. et ORME A.R.1967.The Pleistocene deposits of the Isles of Scilly, *Quart.J.Geol.Soc.*,123,pp.59-92.

MONTFORD 1970.The terrestrial environment during upper Cretaceous and Tertiary times,*Proc.Geol.Ass.*,81,pp.181-204.

MOODY G.T.1905.The causes of variegation in Keuper Marls and in others calcreous rocks,*Quart.J.Geol.Soc.*pp.431-39.

MOORBATH S. et SHACKLETON R.M.1966.Isotopic ages from the Pre-Cambrian Mona Complex of Anglesey,North Wales,*Earth and Planetary Science Letters*,1,pp.113-7.

MORGAN A.V.1971.*The glacial geology of the area North of Wolverhampton*,Ph.D.Thesis, inédit,Univ.Birmingham.

MORRIS T.D. et FEARNSIDES W.G.1926.The stratigraphy and structure of the Cambrian slate-belt of Nantle (Carmarthenshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,82,pp.250-303.

MURCHISON R.I.1839.*The Silurian System*,2 vol.,London.

NEAVERSON E.1930.The Carboniferous rocks around Prestatyn,Dyserth and Newmarket (Flintshire),*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,15,pp.181-212.

OKADA H.1966.Non-greywacke "turbidite" sandstones in the Welsh geosyncline,*Sedimentology*,7,pp.211-32.

OLDERSHAW A.E.1969.Carboniferous lithofacies,Halkyn Mountain,North Wales,*Geol.J.* 6,pp.185-92.

OLDERSHAW A.E. et SCOFFIN T.P.1967.The source of ferroan and non-ferroan calcite cements in the Halkyn and Wenlock limestones,*Geol.J.*,5,pp.309-19.

OLLIER C.D.1960.The inselbers of Uganda,*Z.Geomorph.*,4,pp.43-51.

OLLIER C.D.1969.*Weathering*,Edinburgh (Oliver & Boyd),312p.

O'SULLIVAN K.N.,IVIMEY-COOK H.C.,LEWIS B.J. et HARRISON R.K.1971.Log of the Llanbedr borehole,in *The Llanbedr (Mochras Farm)Borehole,Rep.71/18,Inst.Geol. Sci.*,Woodland A.(ed.).

OWEN T.R.1954.The structure of the Neath disturbance between Bryniau Gleision and Glynneath,South Wales,*Quart.J.Geol.Soc.*,109,pp.333-65.

- 1971a.Summer field meeting in Pembrokeshire,South Wales,*Proc.Geol.Ass.*, 82,pp.17-60.
- 1971b.The structural evolution of the Bristol Channel,*Proc.Geol.Soc.Lond.*, n°1664,pp.288-94.
- 1971c.The headwater region of the river Neath,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D. et M.(ed.),pp.74-84.
- 1971d.The Gower Peninsula,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D.et M.(ed.),pp.125-34.
- 1973.*Geology explained in South Wales*,David & Charles,211p.
- 1974.The Variscan orogeny in Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.285-94.

OWEN T.R. et JONES D.G.1961.The nature of the Millstone Grit-Carboniferous Limestone junction of a part of the North crop of the South Wales Coalfield,*Proc. Geol.Ass.*,72,pp.239-49.

PANTIN H.M.1977.Glacial deposits in the Celtic Sea,*abstracts Xth INQUA Congress, Birmingham*,p.346.

PEDRO G.1968.Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe.Présentation d'une esquisse géographique.*Rev.Géogr.Phys.Géol. Dynam.*,10,pp.457-70.

PENN I. et EVANS C.1976.*The middle Jurassic (mainly Bathonian) of Cardigan Bay and its palaeogeographical significance*,Report 76/6,Inst.Geol.Sci.

PENNINGTON W.1970.*The history of British vegetation*,English Univ.Press,152p.

PETTIJOHN F.J.1957.*Sedimentary Rocks*,2ème éd.,New-York (Harper),728p.

PETTIJOHN F.J.,POTTER P.E.,SIEVER 1972.*Sand and Sandstone* ,New-York (Springer-Verlag),618p.

PHILLIPS W.E.A.,STILLMAN C.J.,MURPHY T.1976.A Caledonian plate tectonic model, *J.Geol.Soc.*,132,pp.579-609.

PHIPPS C.B. et REEVE F.A.1969.Structural geology of the Malvern,Abberley and Ledbury Hills,*Quart.J.Geol.Soc.*,125,pp.1-37.

PINCHEMEL P.1954.*Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures.Etude de Géomorphologie.* Thèse Lettres,Colin,502p.

POCHON M.1976.Les processus d'altération de quelques types de calcaire dans les sols du Haut Jura suisse,*Bull.Soc.Géol.France*,7ème série,18,pp.33-9.

POCOCK R.W.1925.The Little Wenlock basalt (Shropshire),*Summ.Prog.of the Geol. Survey*,pp.140-56.

POCOCK R.W.,WHITEHEAD T.H.,WEDD C.B.,ROBERTSON T.1938.*The Shrewsbury district, including the Hanwood Coalfield*.Mem.Geol.Survey of G.B.,297p.H.M.S.O.

POOLE E.G. et WHITEMAN A.J.1966.*Geology of the country around Nantwich and Whitchurch*.Mem.Geol.Survey of G.B.,H.M.S.O.

POTTER P.E. et PETTIJOHN F.J.1963.*Palaeocurrents and Basin Analysis*,Berlin (Springer-Verlag),330p.

POTTS A.S.1968.*The glacial and periglacial geomorphology of Central Wales*.Ph.D. Thesis,inédit,Univ.of Wales.

POWELL D.W. et GRIFFITHS P.H.1955.Gravity and magnetic anomalies in North Wales, *Quart.J.Geol.Soc*.111,pp.375-97.

POWERS R.W.1962.Arabian upper Jurassic carbonate reservoir rocks in classification of carbonate rocks,*Bull.Am.Ass.Petrol.Geol.*,mem.1,pp.122-93.

PRINGLE J. et GEORGE T.N.1948.*British Regional Geology: South Wales*,2ème éd., London,H.M.S.O.

PUGH W.J.1923.The geology of the district around Corris and Aberllefenni (Merionethshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,79,pp.508-45.

RAMSBOTTOM W.H.1974.The Namurian of North Wales,in *"The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.161-7.

RAST N.1961.Mid-Ordovician structures in Snowdonia.*Liv.Manch.Geol.J.*,2,pp.645-52.

- 1969.The relationship between Ordovician structure and vulcanicity in Wales,in *"The Precambrian and lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.), pp305-35.

RAST N.,BEAVON R.V. et FITCH F.J.1958.Sub-aerial vulcanicity in Snowdonia,*Nature*, London,181,p.508.

RAYNER D.H.1967.*The stratigraphy of the British Isles*.Cambridge Univ.Press.

READE T.M.1883.The drift beds of the North-West of England and North Wales,Part 1: their nature,stratigraphy and distribution,*Quart.J.Geol.Soc.*,39,pp.83-132.

- 1891.The Trias of the Vale of Clwyd,*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,6,pp.278-89.

- 1892.The drift beds of the Moel Tryfan area of the North Wales coast, *Proc.Lpool.Geol.Soc.*,7,pp.36-79.

REFFAY A.1972.*Les montagnes de l'Irlande septentrionale; contribution à la géographie physique de la montagne atlantique*.Grenoble (Allier),614p.

REYNOLDS S.H.1927.The Mendips,*Geography*,13,pp.169-76.

- 1947.The Aust section,*Proc.Cotteswold Nat.Field Club*,29,pp.29-39.

RICE B.J.1957.The erosional history of the upper Wye basin,*Geogr.J.*,123,pp.357-70.

RICHARDSON 1911.The Rhaetic and contiguous deposits of West,Mid and part of East Somerset,*Quart.J.Geol.Soc.*,67,pp.1-72.

ROACH R.A.1969.The composite nature of the St David's Head and Carn Llidi intrusions of North Pembrokeshire,in *"The Precambrian and lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),Cardiff,pp.409-33.

ROBERTSON T.1926.The section of the new railway tunnel through the Malvern Hills at Colwall,*Summ.Progr.Geol.Survey for 1925*,pp.162-73.

- 1927.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 2: Abergavenny*. Mem.Geol.Survey of G.B.,2ème éd.,145p.

- 1932.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 5: the country around Merthyr Tydfil*.Mem.Geol.Survey of G.B.,2ème éd.,283p.

ROBINSON P.L.1956.The Mesozoic fissures of the Bristol Channel area and their vertebrate faunas,*Proc.Linn.Soc.(Zool.)*,43,pp.260-82.

ROCHE H.de la,LELONG F.,FRANCOIS J.1966.Données géochimiques sur les premiers stades de l'altération dans le Massif de Saint Renan (Finistère),*CR.Ac.Sci. Paris*,262,pp.2409-2412.

ROUGERIE G.1960.*Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière*, Thèse Lettres,Dakar,IFAN,542p.

ROWLANDS B.M.1955.*The glacial and post-glacial geomorphological evolution of the landforms of the Vale of Clwyd*.M.A.Thesis (inédit),Univ.Liverpool.

- 1971.Radiocarbon evidence of the age of an Irish Sea Glaciation in the Vale of Clwyd,*Nature*,London,230,pp.8-10.

SABINE P.A.,GUPPY E.M.,SERGEANT G.A.1969.*Geochemistry of sedimentary rocks.1: Petrography and chemistry of arenaceous rocks.*Inst.Geol.Sci.Report 69/1,68p.

SANZEN-BAKER I.1972.Stratigraphical relationship and sedimentary environments of the Silurian-early Old Red Sandstone of Pembrokeshire,*Proc.Geol.Ass.*,83, pp.139-164.

SARGENT H.C.1923.The massive chert formation of North Flintshire,*Geol.Magaz.*,60, pp.168-83.

SAUNDERS G.E.1968.A fabric analysis of the ground moraine deposits of the Lleyn Peninsula of South West Caernarvonshire,*Geol.J.*,6,pp.105-118.

SCHIENER E.J.1970.Sedimentology and petrography of three tuff horizons in the Caradocian sequence of the Bala area (North Wales).*Geol.J.*,7,pp.25-46.

SCOLARI G. et LILLE R.1973.Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques terrigènes et roches carbonatées),*Bull.B.R.G.M.,2ème série,sec.4.*,n°2.

SEDDOH F.1973.*Altération des roches cristallines du Morvan,*Thèse Sci.Dijon.

SELLWOOD B.W. et HALLAM A.1974.Bathonian volcanicity and North Sea rifting,*Nature,* London,252,pp.27-8.

SELLWOOD B.W. et JENKYNS H.C.1975.Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain).*J.Geol.Soc.*,131,pp.373-88.

SHACKLETON R.M.1954a.The structure and succession of Anglesey and the Lleyn Peninsula.*Advmt Sci.*,11,pp.106-8.

- 1954b.The structural evolution of North Wales,*Liv.Manch.Geol.J.*,1, pp.261-97.

- 1959.The stratigraphy of the Moel Hebog district between Snowdon and Tremadoc,*Liv.Manch.Geol.J.*,2,pp.216-52.

SHOTTON F.W.1956.Some aspects of the New Red Desert in Britain,*Liv.Manch.Geol.J.*, 1,pp.450-65.

SHOTTON F.W.1965.Normal faulting in British Pleistocene deposits,*Quart.J.Geol. Soc.*,121,pp.419-34.

- (editor) 1977a.*British Quaternary Studies.Recent advances*.Oxford, (Clarendon).

- 1977b.*The English Midlands.Guide book for excursion A2.INQUA X Congr.*

SHOTTON F.W.,BANHAM P.H.,BISHOP W.W.1977.Glacial-interglacial stratigraphy of the Quaternary in Midland and Eastern England,in *British Quaternary Studies*, Shotton F.W.(ed.),pp.267-82.

SHRUBSOLE O.A.1903.On the probable source of some of the pebbles of the Triassic Pebble Beds of South Devon and of the Midland Counties,*Quart.J.Geol.Soc.*,59, pp.311-33.

SIBLY T.F. et LLOYD W.1927.*Iron Ores: the haematites of the Forest of Dean and South Wales*,2ème éd.,Mem.Geol.Survey of G.B.,London,

SIMPKINS K.1974.The late-glacial deposits at Glanllynnau,Caernarvonshire,*New Phytologist*,73,pp.605-618.

SKEVINGTON D.1969.The classification of the Ordovician sytem in Wales,in *"The Precambrian and lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),pp.161-79.

- 1974.Controls influencing the composition and distribution of Ordovician graptolites faunal provinces,in *Graptolite studies,in honour of O.Bulman,Spec.Pap.Palaeontol.,13*,pp.59-73.

SMITH B. et GEORGE T.N.1961.*British Regional Geology: North Wales*,3ème éd.,London, H.M.S.O.

SOMME J.1975.*Les plaines du Nord de la France et leur bordure*,Thèse Lettres,Paris.

SPARKS B.W.1971.*Rocks and relief*,Longman,404p.

SPARKS B.W. et WEST R.G.1972.*The Ice Age in Britain*.Methuen,302p.

SQUIRRELL H.C.1971.Old Red Sandstone,Carboniferous Limestone and Coal Measures sections around Newport and Risca,Monmouthshire,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D. et M.(ed.),Cardiff,pp.43-55.

SQUIRRELL H.C. et DOWNING R.A.1969.*Geology of the South Wales Coalfield,Part1: the country around Newport (Mon.)*.Mem.Geol.Survey of G.B.,3ème éd.333p.

STEAD J.T.G. et WILLIAMS B.P.J.The Cambrian rocks of North Pembrokeshire,in *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*,Bassett D. et M.(ed.), pp.180-98.

STEPHENS N. et SYNGE F.M.1966.Pleistocene shorelines,in *Essays in Geomorphology*, Dury G.H.(ed.),London,pp.1-51.

STRAHAN A.1886.On the glaciation of South Lancashire,Cheshire and the Welsh Border, *Quart.J.Geol.Soc.*,42,pp.369-91.

- 1902.On the origin of the river system of South Wales and its connection with that of the Severn and the Thames,*Quart.J.Geol.Soc.*,58,pp.207-25.

- 1907a.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 8: the country around Swansea*.Mem.Geol.Survey of G.B.

- 1907b.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 9: West Gower and the country around Pembrey*.Mem.Geol.Survey of G.B.

STRAHAN A. et CANTRILL 1902.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 3: country around Cardiff*.Mem.Geol.Survey of G.B.

- - 1904.*The geology of the South Wales Coalfield,Part 6: country around Bridgend*.Mem.Geol.Survey of G.B.

STRAHAN A.,CANTRILL T.,DIXON E.E.,THOMAS H.H.1909. *The geology of the South Wales Coalfield,Part 10: the country around Carmarthen*.Mem.Geol.Survey of G.B.

STRAHAN A.,CANTRILL T.C.,THOMAS H.H.1907.*The geology of the South Wales Coalfield, Part 7: the country around Ammanford*.Mem.Geol.Survey of G.B.

STRIDE A.H.,CURRAY J.R.,MOORE D.G.,BELDERSON R.H.1969.Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe,*Phil.Trans.Royal Soc.London* (A),264,pp.31-75.

STRIDE R.D. et STRIDE A.H.1947.The formation of the Mendip Caves,Part 1,*Brit.Caver.* 16,pp.63-7.

STUBBLEFIELD C.J.1956.Cambrian palaeogeography in Britain,*Rep.XX Int.Geol.Congr. (Mexico),Symposium 1*,pp.1-43.

SUGDEN D.E.1974.Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice,topographic and bedrock conditions,in *"Progress in Geomorphology: papers in honour of D.L.Linton"*,Brown E.H. et Waters R.S.(ed.),spec.publ. n°7,Inst.of Brit.Geogr.,pp.177-95.

SULLIVAN 1965.The mid-Dinantian stratigraphy of a portion of central Pembrokeshire,*Proc.Geol.Ass.*,76,pp.283-300.

SUTCLIFFE A.J.1960.Joint Mitnor Cave,Buckfastleigh,*Trans.Torquay Nat.Hist.Soc.*, 13,pp.1-26.

SWEETING M.M.1958.The karstlands of Jamaïca,*Geogr.J.*,124,pp.184-99.

- 1965.Denudation in limestone regions: a symposium,*Geogr.J.*,131,pp.34-56.

- 1966.The weathering of limestones,with particular reference to the Carboniferous limestones of Northern England,in *"Essays in Geomorphology"*, Dury G.(ed.),London,pp.177-210.

- 1972a.*Karst Landforms*.Mac Millan,362p.

- 1972b.Karst of Great Britain,in *"Important karst regions of the Northern Hemisphere"*,Herak M. et Stringfield V.(ed.),Elsevier,pp.417-43.

SWEETING M.M. et SWEETING G.1970.Some aspects of the Carboniferous limestones in relation to its landforms,*Méditerranée*,7,pp.201-9.

TALLIS J.H. et KERSHAW K.A.1959.Stability of stone polygons in North Wales,*Nature*, London,183,pp.485-86.

TARDY Y.1969.*Géochimie des altérations,étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*,Thèse Sci.Strasbourg,Mém.Serv. Carte Géol.Als.Lorraine.

TAZIEFF H.1972.*Les volcans et la dérive des continents*,Paris,P.U.F.134p.

TERS M.1961.*La Vendée littorale,étude de géomorphologie*.Thèse Lettres,Paris.

THOMAS H.H. et COX A.1924.The volcanic series of Trefgarn,Roch and Ambleston (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,80,pp.520-48.

THOMAS G.E. et THOMAS T.M.1956.The volcanic rocks of the area between Fishguard and Strumble Head (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,112,pp.291-337.

THOMAS G.S.P.1976.The Quaternary stratigraphy of the Isle of Man,*Proc.Geol.Ass.*,87, pp.307-323.

THOMAS H.,HALLIMOND A.,RADLEY E.1920.*Silica rock,sand and dolomite (refractory materials).Petrography and chemistry*.Spec.Rep.on the Min.Res.of G.B.,vol.16.

THOMAS H.H. et JONES O.T.1912.On the Pre-Cambrian an Cambrian rocks of Brawdy, Haycastle and Brimaston (Pembrokeshire),*Quart.J.Geol.Soc.*,68,pp.374-401.

THOMAS L.P.1967.*A sedimentary study of the sandstones between the horizons of the 4' 0" Coal and the Gorllwyn Coal of the Middle Coal Measures of the South Wales coalfield*.Ph.D.Thesis (inédit),Univ.of Wales.

- 1974.The Westphalian (Coal Measures) in South Wales,*in "The upper Palaeozoic and post-Palaeozoic rocks of Wales"*,Owen T.R.(ed.),Cardiff,pp.133-160.

THOMAS M.D. et BROOKS M.1973.The geological significance of a negative gravity anomaly in the South Wales coalfield,*Geol.J.*,8,pp.189-206.

THOMAS M.F.1965a.An approach to some problems of landform analysis in tropical environments,in *"Essays in Geography for A.Miller"*,Whittow J.B. et Wood P.D. (ed.).

- 1965b.Some aspects of the geomorphology of the domes and tors in Nigeria.*Z.Geomorph.*,9,pp.63-81.

- 1966.Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria,*Trans.Inst.Brit.Geogr.*,40,pp.173-93.

THOMAS M.F.1967.A bornhardt dome in the plains near Oyo,Western Nigeria,*Z.Geomorph.* 11,pp.239-61.

- 1974.Granite landforms: a review of some recurrent problems of interpretation,in *"Progress in Geomorphology: papers in honour of D.Linton"*, Brown E.H. et Waters R.S (ed.),Inst.Brit.geogr.,Spec.Publi.n°7,pp.13-37.

THOMAS T.M.1952.Notes on the structures of some minor outlying occurrences of littoral Trias in the Vale of Glamorgan,*Geol.Magaz.*,89,pp.153-62.

- 1954.Swallow holes on the Millstone Grit and Carboniferous Limestone of the South Wales Coalfield,*Geogr.J.*,120,pp.468-75.

- 1959.Solution subsidence outliers of Millstone Grit on the Carboniferous Limestone of the North Crop of the South Wales Coalfield,*Geol.Magaz.*, 91,pp.220-46.

- 1963.Solution subsidence in South-East Carmarthenshire and South West Breconshire,*Trans.Inst.Brit.Geogr.*,33,pp.45-60.

- 1969.The Triassic rocks of the West-central section of the Vale of Glamorgan,*Proc.Geol.Ass.*,79,pp.429-39.

- 1970a.The limestone pavements of the North Crop of the South Wales Coalfield,*Trans.Inst.Brit.Geogr.*,50,pp.87-105.

- 1970b.The imprint of structural grain on the micro-relief of the Welsh uplands,*Geol.J.*,7,pp.69-100.

- 1970c.Field meeting of the South Wales Group on the Stack Rocks to Bullslaughter Bay section of the South Pembrokeshire Coast,*Proc.Geol.Ass.*,81, pp.241-48.

- 1971a.Gash-breccias of South Pembrokeshire: fossil karstic phenomena? *Trans.Inst.Brit.Geogr.*,54,pp.89-100.

- 1971b.The geology and geomorphology of the upper Swansea valley area, with particular reference to karstic landforms,in *"Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean"*,Bassett D.et M.(ed.),pp.96-105.

THOMPSON D.B.1970.Sedimentation of the Triassic (Scythian) red pebbly sandstones in the Cheshire Basin and its margin,*Geol.J.*,7,pp.183-261.

THORP M.B.Closed Basins in younger granite massifs,Northern Nigeria.*Z.Geomorph.* 11,pp.459-80.

TINKLER K.J.1966.Slope profiles and scree in the Eglwyseg valley,North Wales, *Geogr.J.*,132,pp.379-85.

TRAVIS C.B. et GREENWOOD H.W.1911.The mineralogical and chemical constitution of the Triassic rocks of Wirral (I),*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,11,pp.116-39.

- - 1915.The mineralogical and chemical constitution of the Triassic rocks of Wirral (II),*Proc.Lpool.Geol.Soc.*,12,pp.161-88.

TRENDALL A.F.1962.The formation of "Apparent Peneplains" by a process of combined lateritisation ans surface wash,*Z.Geomorph.*,6,pp.183-97.

TRICART J.1965.*Principes et méthodes de la géomorphologie*,Paris (Masson),496p.

TRICART J. et CAILLEUX A.1962.*Le modelé glaciaire et nival*,Paris (SEDES),508p.

- - 1965.*Le modelé des régions chaudes: Forêts et savanes.* 1ère éd.,Paris (SEDES).

- - 1974.*Idem*,2ème éd.,Paris (SEDES),345p.

- - 1969.*Le modelé des régions sèches*,Paris (SEDES),472p.

TROTTER F.M.1964.*Geology of the Forest of Dean Coal and Iron Field.*Mem.Geol.Survey of G.B.,95p.

TRUEMAN A.E.1920.The Liassic rocks of Glamorgan,*Proc.Geol.Ass.*,33,pp.245-84.

TRUNER C.1970.The Middle Pleistocene deposits at Marks Tey,Essex,*Phil.Trans.Royal Soc.*(B),257,pp.373-440.

TWIDALE C.R.1964.A contribution to the general theory od domed inselbergs,*Trans. Inst.Brit.Geogr.*34,pp.91-113.

- 1971.*Structural Landforms*.Australian Nation.Univ.Press,Canberra.

- 1976.*Analysis of Landforms*.John Wiley & sons,572p.

VAN HOUTEN F.B.1961.Climatic significance of red beds,in *Descriptive Palaeoclimatology*,Nairn A.E.(ed.),Interscience,New York,pp.89-139.

VAUGHAN A.1905.The palaeontological sequence in the Carboniferous Limestone of the Bristol area,*Quart.J.Geol.Soc.*,61,pp.181-302.

VERAGUE J.1973.L'arénisation du Massif d'Athis-de-l'Orne (Basse-Normandie),*Bull. Centre de Géomorph.CNRS Caen*,n°16,59p.

VINCENT P.J.1976.Some periglacial deposits near Aberystwyth as seen with a scanning electron microscope.*Biul.Peryglac.*,25,pp.59-64.

VIVIAN R.*Les glaciers des Alpes occidentales*,Allier,Grenoble,513p.

WALKER T.R.1967.Formation of Red Beds in modern and ancient deserts,*Bull.Geol. Soc.Am.*,78,p.353.

WALSH P.T.1966.Cretaceous outliers in South-West Ireland and their implications for Cretaceous palaeogeography,*Quart.J.Geol.Soc.*,122,pp.63-84.

WALSH P.T. et BROWN E.H.1971.Solution subsidence outliers containing probable Tertiary sediment in North-East Wales,*Geol.J.*,7,pp.299-320.

WALSH P.T.,BOULTER M.C.,IJTABA M. et URBANI D.M.1972.The preservation of the Neogene Brassington formation of the Southern Pennines and its bearing on the evolution of upland Britain,*J.Geol.Soc.*,128,pp.519-59.

WANNESSON J.1963.Essai sur les propriétés géochimiques de la silice,*C.R.Ac.Sci. Paris*,256,pp.2888-90.

WARE W.D.1939.The Millstone Grit of Carmarthenshire,*Proc.Geol.Ass.*,50,pp.168-204.

WARRINGTON G.1970.The stratigraphy and palaeontology of the "Keuper"series of the Central Midlands of England,*Quart.J.Geol.Soc.*,126,pp.183-223.

- 1971.Palynology of the Upper Triassic strata in the Llanbedr Borehole, in *The Llanbedr (Mochras Farm) Borehole*,Woodland A.W.(ed.),Rep.71/18,Inst. Geol.Sci.,pp.73-85.

WATERS R.S.1960.The bearing of superficial deposits on the age and origin of the upland plain of East Devon,West Dorset and South Somerset,*Trans.Inst.Brit. Geogr.*,28,pp.89-95.

WATSON E.1960.Glacial landforms in the Cader Idris area,*Geography*,45,pp.27.

- 1962.The glacial morphology of the Tal-y-llyn valley,Merionethshire, *Trans.Inst.Brit.Geogr.*,30,pp.15-31.
- 1965.Grèzes litées ou éboulis tardiglaciaires dans la région d'Aberystwyth,*Bull.Ass.Géogr.Fran.*,338-9,pp.16-25.
- 1966a.Periglacial Structures in the Aberystwyth region of central Wales, *Proc.Geol.Ass.*,76,pp.443-62.
- 1966b.Two nivation cirques near Aberystwyth,Wales,*Biul.Peryglac.*,15, pp.79-101.
- 1968.The periglacial landscape in the Aberystwyth region,in *Geography at Aberystwyth*,Bowen E.G. (ed.),Cardiff.
- 1970.The Cardigan Bay area,in *"The glaciations of Wales and adjoining regions"*,Lewis C.A.(ed.),London (Longman),pp.125-45.
- 1971.Remains of pingos in Wales and the Isle of Man,*Geol.J.*,7,pp.381-92.
- 1972.Pingos of Cardiganshire and the latest ice limit,*Nature*,London,238, pp.343-4.
- 1977.*Mid and North Wales,Guide-book for excursion C9,INQUA,X congress, Birmingham.*

WATSON E. et WATSON S.1967.The periglacial origin of the drifts at Morfa-bychan, near Aberystwyth,*Geol.J.*,5,pp.419-40.

WAYLAND E.J.1953.The peneplains of East Africa,*Geogr.J.*,82,p.95.

WEDD C.B.1923.*The geology of Liverpool*.Mem.Geol.Survey of G.B.

WEDD C.B. et KING W.B.R.1924.*The geology of the country around Flint,Hawarden and Caegwrle*.Mem.Geol.Survey of G.B.

WEDD C.B.,SMITH B., KING W.B.R.,WRAY D.A.1929.*The country around Oswestry*.Mem. Geol.Survey of G.B.,234p.

WEDD C.B.,SMITH B. et WILLS L.J.1927 et 1928.*The geology of the country around Wrexham*.Mem.Geol.Survey of G.B.

WELCH F.B.1933.The geological structure of the Eastern Mendips,*Quart.J.Geol.Soc.*, 89,pp.14-52.

WELCH F.B. et TROTTER F.M.1961.*Geology of the country around Monmouth and Chepstow*.Mem.Geol.Survey of G.B.

WELLS A.K.1925.The geology of the Rhobell Fawr district (Merioneth),*Quart.J.Geol. Soc.*,81,pp.463-538.

WELLS A.K. et GOSSLING F.1947.A study of the Pebble Beds in the Lower Greensand in East Surrey and West Kent,*Proc.Geol.Ass.*,58,pp.194-222.

WEST I.M.1972.The origin of the supposed raised beach at Porth Neigwl,Lleyn Peninsula,North Wales,*Proc.Geol.Ass.*,83,pp.191-5.

WEST R.G.1968.*Pleistocene geology and biology*,London (Longman).

WETHERED E.1883.On the lower Carboniferous rocks of the Forest of Dean,as represented in typical sections at Drybrook,*Quart.J.Geol.Soc.*,39,pp.211-17.

WHITTARD W.E.1952.A geology of South Shropshire,*Proc.Geol.Ass.*,pp.143-97.

WHITTOW J.B.1960.Some comments on the raised beach platform of South-West Caernarvonshire and on an unrecorded raised beach at Porth Neigwl,North Wales, *Proc.Geol.Ass.*,71,pp.31-9.

WHITTOW J.B. et BALL D.F.1970.North-West Wales,in *"The glaciations of Wales and adjoining regions"*,Lewis C.A.(ed.),London (Longman),pp.21-58.

WILKINSON H.R. et GREGORY S.1956.Aspects of the evolution of the drainage pattern of North-east Wales.The evidence of upper erosion surfaces.*Liv.Manch.Geol.J.* 1,pp.543-57.

WILLIAMS A.1969.Ordovician faunal provinces with references to brachiopod distribution,in *"The Precambrian an lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),Car-

diff,pp.117-54.

WILLIAMS D.1930.The geology of the country between Nant Peris and Nant Francon (Snowdonia),*Quart.J.Geol.Soc.*,342,pp.191-233.

WILLIAMS H.1927.The geology of Snowdon (North Wales),*Quart.J.Geol.Soc.*,83,pp.346-431

WILLIAMS P.F.1966.*The sedimentation of the Pembrokeshire Coal Measures*.Ph.D.Thesis, Univers.of Wales (Swansea).

- 1968.The sedimentation of Westphalian (Ammanian) measures in the Little Haven-Amroth coalfield,Pembrokeshire,*J.Sedim.Petrol.*,38,pp.332-62.

WILLIAMS R.B.G.1965.Permafrost in England during the last Glacial Period,*Nature*, London,205,pp.1304-5.

WILLIAMS T.G.1934.The pre-Cambrian and lower Palaeozoic rocks of the Eastern end of the St David's pre-Cambrian area,Pembrokeshire,*Quart.J.Geol.Soc.*,90, pp.32-75.

WILLS L.J.1924.The development of the Severn valley in the neighbourhood of Ironbridge and Bridgnorth,*Quart.J.Geol.Soc.*,80,pp.274-311.

- 1938.The Pleistocene development of the Severn from Bridgnorth to the sea,*Quart.J.Geol.Soc.*,94,pp.423-57.

- 1951.*A Palaeogeographical Atlas*.Blackie,London,64p.

- 1956.*Concealed Coalfields*.Blackie,London,208p.

- 1970.The Triassic succession in the Central Midlands in its regional setting,*Quart.J.Geol.Soc.*,126,pp.225-83.

WILLS L.J. et SMITH B.1922.The Lower Palaeozoic rocks of the Llangollen district, with special reference to the tectonics,*Quart.J.Geol.Soc.*,78,pp.176-226.

WILSON C.D.V.1959.Geophysical investigations in the Vale of Clwyd,*Liv.Manch.Geol. J.*,2,pp.253-70.

WINCKELL A.1971.*Rôle respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée Nord et Nord-Ouest de la Montagne Limousine*,Thèse 3ème cycle.

WITCHELL E.1886.On the basement beds of the Inferior Oolite of Gloucestershire, *Quart.J.Geol.Soc.*,42,pp.264-71.

WOBBER F.J.1965.Sedimentology of the Lias (Lower Jurassic) of South Wales,*J.Sedim. Petrol.*,35,pp.683-703.

- 1966.A study of the depositional area of the Glamorgan Lias,*Proc.Geol. Ass.*,77,pp.127-37.

WOOD A. (editor) 1969.*The pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales*.Univ. of Wales Press,Cardiff.

WOOD D.S.1969.The base and correlation of the Cambrian rocks of North Wales,in *"The pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales"*,Wood A.(ed.),pp.47-66.

WOOD A. et SMITH A.J.1959.The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoverian),*Quart.J.Geol.Soc.*,114,pp.163-95.

WOOD A. et WOODLAND A.W.1971.Introduction,in *"The Llanbedr (Mochras Farm) Borehole"* Woodland A.W.(ed.),Rep.n°71/18,Inst.Geol.Sci.,pp.1-10.

WOODLAND A.W.1938.Petrological studies in the Harlech Grit Series of Merionethshire, *Geol.Magaz.*,75,pp.366-82 et 440-54.

WOODLAND A.W.(editor)1971.*The Llanbedr (Mochras Farm) Borehole*.Rep.n°71/18,Inst. Geol.Sci.115p.H.M.S.O.

WOODLAND A. et EVANS W.B.1964.*The geology of the South Wales Coalfield: the country around Pontypridd and Maesteg*.3ème éd.,Mem.Geol.Survey of G.B.

WOODS E. et CROSFIELD M.C.1925.The Silurian rocks of the Central Part of the Clwydian Range,*Quart.J.Geol.Soc.*,81,pp.170-94.

WORSLEY P.1966.Fossil frost wedge polygons at Congleton,Cheshire,England,*Geogr. Annlr.*,48A,pp.211-9.

- 1970.The Cheshire-Shropshire Lowlands,in *"The glaciations of Wales and adjoining regions"*,Lewis C.A.(ed.),London (Longman),pp.83-106.

WORSLEY P.1977.Periglaciation,in *British Quaternary Studies,recent advances*, Shotton F.W.(ed.),pp.205-19.

WRIGHT J.E.1968.*The geology of the Church Stretton area (geological sheet at 1/25000 SO 49)*.Mem.Geol.Survey of G.B.

WRIGHT J.E,HULL J.H.,Mc QUILLIN R.,ARNOLD S.E.1972.*Irish Sea Investigations 1969-70*.Rep.n°71/19,Inst.Geol.Sci.,55p.

ZAGWIJN W.H.1974.The Pliocene-Pleistocene boundary in Western and Southern Europe, *Boreas*,3,pp.75-97.

ZEIGLER A.M.1970.Geosynclinal development of the British Isles during the Silurian period,*J.Geol.*,78,pp.445-479.

ZEUNER F.E.1959.*The Pleistocene Period.Its climate,chronology and faunal succession*.2ème éd.,London (Hutchinson),447p.

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE.

pages

5.Coupes de la retombée méridionale de la Black Mountain,de la Fforest Fawr et des Brecon Beacons 19
6.Coupes transversales du Bassin Houiller méridional 22
7.Coupe reconstituée à la fin de l'Ordovicien,pour le NW du Pays-de-Galles (d'après T.N.George,1963) 34
8.Evolution du bassin de sédimentation gallois (d'après N.Rast,1969) 38
9.Paléogéographie du Pays-de-Galles au Ludlow inférieur (d'après Cummins,1969) 38
10.Reconstitution d'une coupe du Pembrokeshire au Silurien inférieur (d'après Sanzen-Baker,1972) 41
11.Géologie du Pembrokeshire (d'après Sanzen-Baker,1972) 46
12.Reconstitution d'une coupe du Pembrokeshire au Silurien supérieur (12a) et au Dévonien inf.(12b)(d'après Sanzen-Baker,1972) 46
13.Stratigraphie du Vieux Grès Rouge de la province anglo-galloise, d'après J.R.Allen,1962 49
14.Nature du substrat géologique du Sud du Pays-de-Galles au Dévonien supérieur (d'après J.R.Allen,1965) 52
15.Limites probables de la Terre de St George au Vieux Grès Rouge sup. 54
16.Reconstitution de la Terre de St George au Viséen (d'après T.N. George,1959) 54
17.Reconstitution de la Terre de St George au Carbonifère inférieur (d'après T.N.George,1972) 56
18.Variations d'épaisseur des différents horizons du Calcaire Carbonifère,à la périphérie du Bassin Houiller Sud-Gallois (tiré de T.N.George,1970) 56
19.Extension du bassin de sédimentation namurien dans le Sud du Pays-de-Galles (d'après D.G.Jones,1974) 61
20.Carte des lignes isopaches du Millstone Grit (d'après T.N.George, 1970) 61
21.Orientation des chenaux dans les Rhondda Beds et direction des paléocourants (d'après Bluck et Kelling,1963) 63
22.Coupe de l'accident structural de Careg Cennen (tiré de Anderson et Owen,1968) 70
23.Carte structurale de la tectonique hercynienne dans le Nord du Pays-de-Galles (d'après T.N.George,1961) 70

24.Reconstitution des principaux courants de sédimentation au Bunter et au Keuper inférieur 91
25.Coupes du Vale of Glamorgan et des Mendips montrant l'allure de la topographie pré-triasique 93
26.Coupe de la région de Bristol (d'après le Geological Survey) 95
27.Allure de la surface pré-permienne sur les marges du Massif Gallois (d'après P.Kent,1949) 102
28.Coupe géologique du Wirral et de l'estuaire de la Dee (d'après le Geological Survey) 106
29.Schéma du horst des Malverns (d'après Phipps et Reeve,1969) 108
30.Coupe de la région de Newport (Monm.) 120
31.Coupe de la région de Chepstow 120
32.Coupe du Wrekin 120
33.Coupe du Vale of Glamorgan (bordure Nord) 126
34.Coupe (reconstruite) du Vale of Glamorgan montrant la disposition des brèches et marnes du Keuper (tirée de T.N.George,1970) 126
35.Coupe passant au NE de Bristol 126
36.Carte géologique du secteur de Llanharry avec indication des mines de fer 129
37 et 38.Coupes géologiques du Vale of Glamorgan 135
39.Forme probable du bassin de sédimentation du White Lias (tiré de Kellaway et Welch,1948) 142
40.Paléogéographie du Blue Lias inf.(tiré de Kellaway et Welch,1948) .. 142
41.Paléogéographie du Bassin anglo-parisien au Wealdien (tiré de D. Rayner,1967,d'après P.Allen,1965) 151
42.Géologie de la Manche occidentale et de ses abords (d'après Curry et al.,1970) 156
43.Affleurements connus de Crétacé et existence probable de sédiments du même âge le long des profils de réflexion sismique (d'après Stride,1969) 158
45.Coupes géologiques d'Anglesey 173
46 et 47.Coupes géologiques d'Anglesey ..... 173 bis
49.Coupes de la presqu'île de Marloes (Sud-Pembrokeshire) 201
50.Coupes du Pembrokeshire central 203
51.Coupes du Pembrokeshire central 204
52.Les déformations de la surface fondamentale du Pembrokeshire 211

54.Schéma de la baie de Busslaughter (Sud-Pembrokeshire) 219
57.Coupes géologiques de la presqu'île de Gower 247
58.Carte morphostructurale du Cefn Bryn (Gower) 251
59.Schéma de la formation des collines grêseuses de Gower 253
60.Coupes de la bordure septentrionale du Vale of Glamorgan (Ouest) .. 262
61. " " " " " (Est) 267
62.Carte géologique du Bassin Houiller (d'après T.N.George,1970)..... 275
63.4 profils lithostratigraphiques de la région du Bassin Houiller ... 277
64.Coupes géologiques de la région de Kidwelly 278
65.Coupe de la retombée méridionale des Bannau Sir Gaer 286
66.Coupe de la Fforest Fawr occidentale 286
67. " " " orientale 288
68.Coupe de la retombée méridionale des Brecon Beacons 288
69.Coupe synthétique du Sud du Pays-de-Galles 294
70.Coupe du front septentrional des Brecon Beacons 296
71.Composition granulométrique comparée du paléosol du Fan Nedd et de sols podzoliques sur grès 305
74.Corniche de Millstone Grit au Careg Lem 313
76.Schéma du rebord Ouest du Cefn y Gareg 321
77.Composition granulométrique du matériel fossilisant les bordures du plateau de Llangynidr 327
78.Site de la carrière de Trefil 329
79.Site de la carrière de Twynau Gwynion 329
80.Coupes de la bordure NE du Bassin Houiller 338
81.Coupes de la bordure Nord du Bassin Houiller 340
82.Histogrammes granulométriques de 3 échantillons prélevés à la base de profils d'altération sur grès fins du Vieux Grès Rouge 352
83.Schéma du versant Nord du Fan Nedd 355
84.Schéma du versant Nord du Pant y Creigiau 355
86.Carte géologique de la Forest of Dean (d'après T.Trotter,1964) 363
87.Relation entre la porosité et la perméabilité,et le pourcentage de dolomite (d'après Powers,1962) 365
88.Coupes géologiques de la Forest of Dean 368
89. " " " " 369
90.Coupes géologiques de la région de Chepstow 370
91.Coupes géologiques du Gwent 372
92.Coupes géologiques passant à l'Est de Newport 374

93.Coupes géologiques de la Forest of Dean (bordures N et NW) 376
94.Coupes géologiques de la Forest of Dean (bordure Est) 378
95.Les Mendip Hills,croquis de localisation 390
96.Coupes des Mendips occidentales 392
97.Coupes des Mendips centrales 394
98.Coupes des Mendips orientales 396
100.Carte montrant les affleurements des Denbigh Grits,des Nantglyn Flags et des grits du Ludlow inf. (d'après Cummins,1959) 417
101.Coupes géologiques de la bordure NE des Denbighshire Moors 421
102.Coupes de la bordure occidentale du Vale of Clwyd 426
103.Coupes de la bordure orientale du Vale of Clwyd 433
104.Coupes de la bordure méridionale du Vale of Clwyd 434
105.Coupes du Nord de la Clwydian Range 440
106.Coupes de la Clwydian Range (partie Nord) et de sa retombée orien. 445
107. " " " (partie Sud) " " " 446
110.Coupes de la région de l'Esclusham Mountain 470
111.Coupes de la région de l'Eglwyseg Mountain 474
112.Coupes passant au NW et à l'Ouest d'Oswestry 484
113.Coupes passant au Sud d'Oswestry 488
114.Profil d'altération sur calcaire silicifié (carrière de Dol Goch).. 491
115.Histogrammes granulométriques de 3 horizons d'un profil d'altération sur calcaire silicifié (carrière de Dol Goch) 491
116.Coupes de la région de Church Stretton (d'après le Geol.Survey) ... 505
117.Coupes du Wrekin-Ercall 508
118.Coupe du Wrekin 515
119.Coupes de la région située au Sud de Shrewsbury 519
120.Coupes de la dépression de Church Stretton 522
121. " " " " 523
122.Coupesde la région située à l'Est du couloir de Church Stretton ... 527
123.Coupes des Clee Hills 535
124.La bordure centre-orientale du Massif Gallois; carte de localisation 536
125.Géologie pré-quaternaire du Sud de la mer d'Irlande (d'après Dobson et al. ,Rep.73/11,I.G.S.) 547
125 ter.Le sondage de Mochras (Llanbedr)(tiré de Woodland,I.G.S.71/18).. 549 ter
127.Coupe du Moel Tryfan (d'après Morris et Fearnsides,1926)..... 557
128.Coupes géologiques du front NW de la Snowdonia 558

129.Coupes de la zone ardoisière de Nantle (Caernarvonshire)(d'après Morris et Fearnsides,1926)..... 559
130.Coupes géologiques du centre de la Snowdonia 566
131.Coupes géologiques de la Snowdonia (SE et Est) 567
132.Coupes géologiques de la Snowdonia (SE) 569
134.Coupes géologiques du Cader Idris (d'après Cox,1925) 575
135.Coupes géologiques de la région d'Arthog-Dolgellau (d'après Cox et Wells,1921) 577
136.Matériel piégé dans les cavités calcaires (granulométrie) 639
137.Variations des températures d'été dans les Midlands,depuis le dernier Interglaciaire (d'après Coope,1977) 661
138.Répartition des sédiments glaciaires au large des côtes occidentales du Pays-de-Galles (d'après Garrard et Dobson,1974) 675
139.Coupe géologique des Black Mountains (d'après T.R.Owen) 707
140.Classification des calcaires (d'après Folk,1968) 721

LISTE DES FIGURES HORS-TEXTE.

1.Pays-de-Galles: carte de localisation.(1 bis: Nouveaux comtés gallois).
2.Pays-de-Galles: carte topographique.
3.Coupes transversales du Pays-de-Galles central.
4.Coupes transversales du Pays-de-Galles septentrional.
44.Coupes géologiques du centre et du Sud d'Anglesey.
48.Principales déformations de la surface d'érosion fondamentale d'Anglesey.
53.Coupes de la presqu'île de Castlemartin-Bosherston (Sud-Pembrokeshire).
55.Localisation des épandages caillouteux sur le plateau calcaire de Castlemartin-Bosherston (Pembrokeshire).
56.Plateau de Bosherston: courbes cumulatives des différents horizons de la coupe de Buckspool Down (SR 953 934).
72.Carte morphostructurale de la marge septentrionale du Bassin Houiller.
73.Carte morphologique de la région du Carreg Cadno.
75.Carte morphologique de la région d'Ystradfellte et du Cefn Cadlan.
85.Carte morphostructurale de la Forest of Dean et du SE du Monmouthshire.
99.Le Nord-Est du Pays-de-Galles: carte de localisation.
108.Modelé d'alvéoles dans le Millstone Grit du NE du Pays-de-Galles.
109.Plaine de corrosion avec collines résiduelles de la région de Llandegla.
126.Le front NW de la Snowdonia.
133.Croquis morphostructural du Cader Idris.

LISTE DES TABLEAUX.

1.Tableau stratigraphique du Paléozoïque inférieur (nomenclature britannique)..... 32
2.Fraction argileuse de quelques depôts triasiques 82
3.Synthèse de l'évolution morphologique du Pembrokeshire avant le refroidissement quaternaire 231
4.Quelques caractéristiques minéralogiques et physiques des "Plateau Beds" (d'après J.R.Allen,1965) 290
5.Porosité mesurée au porosimètre à mercure sur des échantillons de grès gallois (pressions de 1000kg/cm2) 292
6.Porosité de quelques échantillons de calcaire carbonifère 309
7.Analyse chimique des différents horizons du profil d'altération de la carrière de Dol Goch 493
8.Composition minéralogique des différents horizons du profil d'altération de la carrière de Dol Goch 493
9.Analyses des différents horizons d'un profil d'altération sur grès westphaliens (Dhustone Quarry,Titterstone Clee Hills) 531
10.Analyse texturale d'altérites développées sur des shales siluriens 597
11.Style et ampleur de la tectonique néogène 628
12.Tableau synoptique du Pays-de-Galles méridional,de la Forest of Dean et des Mendips 654
13.Tableau synoptique de l'évolution morphologique du Pays-de-Galles septentrional et centre-oriental 655
14.Synthèse de l'évolution morphologique et tectonique du Massif Gallois 656
15.Corrélation entre les stratigraphies britannique et néerlandaise du Quaternaire récent 659
16.Classification des grès,d'après Pettijohn et Siever (1972) 710
17.Un exemple de grauwackes du Massif Gallois: les Aberystwyth Grits (d'après Okada,1966) 713
18.Porosité de quelques grès du Massif Gallois (IGS Report 69/1) 716
19.Analyses chimiques de dolomies et calcaires dolomitiques du Massif Gallois (Geological Survey,1920) 724

LISTE DES PHOTOGRAPHIES.

Planche I. (p.793)

A. *Le couloir de CHURCH STRETTON* vu du Long Mynd (SO 428 945) vers le NNE.

Au premier plan,de lourdes collines tronquent les grauwackes longmyndiennes (Précambrien) redressées à la verticale.Le contraste est frappant avec les lignes de crêtes acérées du Caer Caradoc (à droite) et du Lawley,séparés par la large trouée de Comley.Au fond,à gauche,le Wrekin se dresse au-dessus de la plaine de Shrewsbury.

B. *La CLWYDIAN RANGE.*

Le Moel Arthur (au 1er plan) vu vers le NNW,depuis le Moel Llys y Coed (SJ 151 656),et les collines convexes de Penycloddiau (au 2ème plan),donnent une idée du paysage caractéristique de ces montagnes gréso-schisteuses.Au fond,à gauche,dans la brume,le Vale of Clwyd.

Planche II. (p.794)

A. *Le CARN LLIDI (Pembrokeshire).*

Cet inselberg coïncide avec une intrusion de norite et de gabbro.Le contact de l'intrusion et des mudstones encaissants se situe à la limite de la lande et des terres cultivées (voir p.196).Au premier plan,la plate-forme de St David's correspond à la surface fondamentale tronquant le Paléozoïque inférieur fortement redressé.

B. *Les PLUMSTONE ROCKS (Pembrokeshire).*

Ce tor,haut de 6 à 7m,est taillé dans des rhyolites massives à structure vitreuse.Il est situé légèrement en contrebas du sommet,sur une pente de 2 à 3°, jonchée de quelques gros blocs détachés du tor (voir p.210).A droite du tor,une petite excavation expose une rhyolite très fissurée,se débitant en fragments anguleux de plus en plus petits vers le haut.

Planche III. (p.795)

A. *Le front Nord des BRECON BEACONS* vu depuis la rive Nord de l'Usk (vers SO 020 310).

C'est ici que le Grand Escarpement du Sud-Galles atteint son ampleur

maximale,avec plus de 600m de dénivellation totale.Au fond,les sommets jumeaux du Corn Dû (873m) et du Pen y Fan (886m),à droite,et celui du Cribin (795m),plus à gauche,sont coiffés de "Plateau Beds".En avant,les lourds éperons sont taillés dans les Brownstones et forment,entre 500 et 700m,un système de replats intermédiaires (voir p.285).Au premier plan,le golfe de Cradoc,installé sur des moraines.

B. *Le FAN FAWR* vu de l'Est.

Il doit son profil convexe aux Brownstones.Les versants sont empâtés de dépôts de pente caillouteux.Le flanc oriental a été excavé en cirque lors de la glaciation fini-devensienne.

Planche IV.(p.796)

A. *Carrière de Trefil: karst à tourelles* (SO 120 130).

Les tourelles sont hautes d'une quinzaine de mètres au moins.Le matériel de remplissage (blanc sur la photo) dérive de sols à tendance ferrallitique développés sur le Millstone Grit quartzitique.

B. *Carrière de Trefil: rillenkarren sur la paroi d'une tourelle.*

Le bloc cassé,près du marteau,prouve que les figures de dissolution sont antérieures au remplissage argilo-sableux du karst,exhumé par les carriers.

Planche V. (p.797).

A. *Ancienne falaise (lacustre?) au NW de Denbigh* (SJ 044 667).

Limons et cailloutis se sont déposés dans une grande cavité formant surplomb sous le calcaire (en A).En B,les cailloutis ont moulé parfaitement les contours d'une fissure verticale (voir p.429).

B. *Les EGLWYSEG ROCKS* (SJ 219 443).

L'imposante cuesta de calcaire carbonifère se décompose en corniches verticales plus ou moins massives et en versants inclinés d'une trentaine de degrés.Ici,la corniche supérieure,la plus massive,présente à sa base des abris-sous-roche creusés dans les lits les plus fissurés.

De gros blocs se sont détachés de la corniche à la faveur des surplombs ainsi créés.

Au premier plan,tablier d'éboulis formé de fragments anguleux et massifs.

INDEX DES NOMS DE LIEUX.[1]

Aberavon Moors.259
Aberdare.21.339
Aberdulais.346
Abergavenny.346
Abergele.419.420.422.425.428
Aberystwyth.28.665.667.669.685.693
Acton Burnell.526
Acton Reynold (dyke d'-).107
All Stretton.520.524.541
Allt Ddû.295
Alun R.(Glam.).116
Alun R.(Pem.).232
Alveston.139
Alyn.441.449.455.456-57.465
Amlwych.182.189
Ammanford.279.337
Ape Dale.503.526.528.540
Aran Fawddwy.14.16
Arenig Fawr.16.672.679.
Arvon.43.545.563.583.587.590.622.
645.672
Avon (gorges d'-)55
Axton Hill.442.443

Bala,lac.12.16
couloir.14.15.16.24.544.
faille.37.43.71.111.112.481.
482.549.552.571.573.579.580.620.
625.697
Baker Hill.483.486
Bannau Sir Gaer.284.287.300
Brycheiniog.284.285.287.356.
Banwell Moor.393
Barmouth (baie de-).12.544
Bassin Houiller Sud Gallois.18.21.23.50.58.59.
62.65.68.92.97.161.273.274.336-9.342.344.583.
650.
bordure Sud:59.92.96.113.121.132.133.143.260.
260.270.271.339.613.614.626.628.644.646
bordure Est:59.60.66.626.631
bordure Nord:65.612.624
Bath (axe anticlinal de -).69.144.408
Beacon Batch.391
Beacon Hill.391.393.395.402.406.408.410
Beaufort.333
Beaumaris.184.186
Berwyn Hills.14.415.471.483
Binegar.401.403
Bigwood 123
Black Down.395.399.405
Black Mountain (Carm.).19.20.273.284-99.300.
307.314.318.326.346.349.583.614.626.633.634.
637
Black Mountains (Brec.).29.273
Blaenau Ffestiniog.16.568
Blaen Onnen.333.357
Bleadon Hill.391.398
Blodwell.495
Blorenge.339.604
Bodfari.17.431.435.456
Bodorgan.171
Bolton Hill.205.206.596.599
Bosherston.58.222.223.225.227.232.234.404
Brassington (formation de -).616-8
Brecon.287

(1) Ont été retenus les noms de lieux du Massif Gallois,à l'exclusion des noms de comtés et de ceux désignant des fermes ou des lieux-dits d'intérêt purement local.

Brecon Beacons.20.24.53.65.66.273.
274.284-99.304.307.342.350.356.
462.583.614.626.640.643.644.645.
652.653.679.686
Breidden Hill.502.503
Bridgend.92.138.271
Bridgnorth.90
Bristol.55.59.68.76.94.118.119.124.
127.136.141.144.152
Broad Haven.115.194.222.228.229.
232.233
Brown Clee Hill.50.503.529
Brynamman.284
Bryneglwys.458.471.480.482
Bryn Mawr (Brec.).339
Bryn Mawr (Flint.).447
Bryn Melyn.472
Bryn Teg.351
Buckley.415
Buckspool Down.225.227
Buith Wells.297
Bulliber Down.224
Burrington Combe.119.411.412
Burry.256
Burry Holms.248
Burry Pill.256

Cader Fawr.322.323.357.637.640.
678.679
Cader Idris.14.15.16.571-80.591.
612.614.621.624.626.631.643.644.
645.650.651.652.653.658.679.686
Cadnant R.168
Caer Caradoc.14.502.504.520.524.
525.526.534.541.643
Caerfanell.354
Caernarvon.548
Caerphilly.21.336.348.356
Caerwent.116.364.383.384.389
Caerwys.444.454.463.467
Callow Hill.401.403
Callow Rocks.401
Canal de Bristol.20.40.51.62.68.75.76.98.113
137.147.157.259.269.666.667
Canal St George.99.111.112.144.157.549.620.
626.666
Cardiff.94.113.125.261.266
Cardigan (baie de -).13.14.20.24.39.76.80.81.
99.100.101.104.111.144.147.157.159.546-52.
619.626.658.665.666.667.669
Careg Cennen.69
Carew.57.222.223
Carmarthen.18.664.666
Carmarthen Van.285
Carmel (Flint.)447
Carmel Head (faille de -).171.183
Carnau Gwynion.319
Carnedd Dafydd.553
- Lleithr.194
- Llewelyn.553
Carnenoc.215
Carn Ffald.194
- Ffoi.216
- Llidi.194.196.240
- Pen y Clogau.691
- Wen.214
- y Bugail.325
- y Goetre.320
Carreg Cadno.312.314.318
- Goch.640
- yr Ogof.287.303
Carrow Hill.82
Castlemartin (presqu'île de -).193.206.207-29.
232.233.237.240.588.592.630.641.651.677

Castle of Comfort.139.143.402
Cayo.116.384
Cefn Bryn.152.245.248.250-4.255.
257
- Cadlan.322.323.638.679
- Carn Fadog.300
- Coch.339
- Cribwr.261.264.265.266
- Cûl.356
- Cyff.295.351
- Hir.576
- Hirgoed.261
Cefni R.168
Cefn Llechid.295
- Mawr.449.451
- Meiriadog.425.428.443
- Perfedd.295
- Pwllau Duon.326
- y Gareg.321.322.357
Ceint R.189
Ceiriog R.483.485.486.495
Cemaes.168.169
Cerig y Llwyni.325
Cerrig Gleisiad.358.686
Ceunant R.573.578
Charlton Hill.509.510
Cheddar.395.400.410.411.412
Chelwood.94.96
Chepstow.121.383.389.591
Chew Magma.407
Chewton Mendips.124.402
Chilcompton.391.410
Christon (bois de -).398
Church Pulverbatch.516.525.538
Church Stretton: dépression,13.24.
502.507.520-5.528.538.541.680.
Failles,30.31.35.36.37.39.40.43.
50.65.69.109.504.509.510.514.534.
625.643.697
Cilcain.449.451.455.456
Cilifor.245
Cleddau R.193.206.207.210.212.213.215.234.
235.236.238.239.240.246.651.677.
Clee Hills.11.13.69.75.76.503.507.529-34.
577.541.542.596.690
Clwyd R.428.435
Clwyd (Vale of -).15.17.24.71.80.88.94.96.
104.105.415.419.425.438.453.463.497.498.
611.622.624.635.642.643.674.679.697
Clwydian Range.17.104.105.415.425.439-44.449.
451.457.464.468.497.498.583.591.614.635.
637.638.641.652.689
Clydach R.339.631
Coed y Garreg.443.444
Coity Mountain.336
Compton Hill.398
Corn Ddu.285
Conway R.481.482
- (Vale of -).15.16.17.24.423
Cors Bodwrog.191
- Bol.191
- Goch.191
Corve R.503
Corve Dale.503.526.528.540.541
Corwen.15.17.471.481
Cosheston.692
Cotswolds.12.144.146.147
Cowbridge.98.259
Craig Fawr.432
- Llwyd.574.576.
- Pwllfa.285
- y Bwlch.341.342.343.624
- y Llyn.21.336.341.342.343
- y Pant.341
- yr Allt.266
Craven Arms.502.529
Crawnon R.325.
Cregennen (lacs).574.576

Creigiau (Glam.).261.268
Creigiau Gleision (Caer.).565
Criban R.331
Cribin.353
Cuffern Mountain.198.202.207.208
Cwar yr Hendre.328.330
- yr Ystrad.328.330.331.641
Cwm.443
Cyfrwy.689
Cymyran.170
Cynllaith.483.
Cynon R.341.342.343
Cyrn y Brain.415.456.465.471.472.473.480.481

Dale.200
Dan yr Ogof.315
Daren Fach.357.691
Ddôl.428
Dee: vallée,12.15.17.471.472.479.481-2.498.671.673.674
estuaire,105.107.415.441.442.463.680
Denant.205
Denbigh.415.418.425.427.428.437
Denbighshire Moors.15.16.17.71.105.415.416-8.427.428.438.497.498.637.672.679
Derwas.573
Devil's Bridge.652
Dinas (Pem.).215.216.237.646.669
Dinas Bran (Den.).477
Dolgellau.16.573.580
Dol Gôch.490-2.494.495
Doulting.408
Draycott.393
Drybrook.367.375.383
Drygarn Fawr.673
Dudwell Mountain.202.207.209.210.689.
Dulas (Ang.).170.171
Dulas R.419
Dundry Hill.144.147.408
Dursley.146
Dyfi (Dovey) R.13.16.544.670.672.678
Dyserth.17.431.432.435.441
Dysynni R.571.574.579.670.672

Earl's Hill.518.520
East Harptree.400.402
Eglwyseg Glen.476
Mountain.415.475.637
Rocks.18.471.472.476-8.499.636.691.692
Elegug.222
Elidir Fach.561
Ellesmere.537.681
Ely R.259.266.345.
Elwy R.428
Ercall.90.502.509-13.
Esclusham Mountain.415.452.473.475.477.480.486.693
Esgyr Bottom.239
Ewenny R.116

Fan Bwlch Chwyth.285.295
Fan Fawr.285.287.291.304.319.347.349.351.357.647.678.686
Fan Frynych.285.293.295.686
- Gihirych.285.287.300.310.312.347.351.354.691
- Hir.640
- Llia.285.287.291
- Nedd.285.287.306.307.353.354
Ffestiniog (Vale of -).544.568.685

Fforest Fach.295
Fforest Fawr (Brec.).21.58.284.299.
300.304.307.319.326.331.341.346.
349.350.358.462.583.592.614.633.
634.637.640.643.678.686
Fforest Fawr (Glam.).266.268
Fishguard.193.214.215.217.237.239.
668.669.680
Fjord las Bach.420.424
Flimston Bay.222
- carrières.223-6.228.233.
237
Foel Eglwyseg.477
- Fawr.300.303
- Fraith.287.300.312
- Goch.564
Foelleryn.215.216.238
Foel Trygarn.215
Foryd.104
Four Ashes.660
Fron Fawr.477

Gareg Lâs.284.287
Garnedd Goch.15
Garn Turn Rocks.212.240.604
Garreg Ddu.473
- Goch.303
- Lwyd.284.287
Garth (Denb.).479.480
Garth Isaf.265.266
- Wood.266
- Villas.94
Gau Graig.573
Gele R.420
Gelligaer.21.336.356
Glais Clydach.346
Glamorgan (Vale of -).21.76.79.80.94.97.98.
113.114.116.118.119.124.125.127.128.132.
134.222.259.344.350.588.589.590.592.600.
626.640.644.646.679.681
Glanllynnau.671
Glaslyn R.550.568.672.685
Glol.44.691
Gloucester (Vale of -).109.112.132.136.141.
143.144.147.361.388
Glyder Fawr.553.555.564.565
Glyn Tarell.295
Gop Hill.441
Gopa Wood.420
Gower.21.57.59.113.116.127.133.243.244.272.
399.585.588.640.641.662.663.664.677.679.681.
Gowerton.244
Graig Cwm Llwyd.573
- - Silyn.555
- Ddu.573.579
- Fawr.442.443
- Fechan.436.441
- Las.574
Great Dovard.367.375-81.382.383.387.388.592.
614.650
Great Hanwood.538
Great Ormes.415.419
Grib Goch.555.564
Gwaen Cefn y Gareg.322.347.679
Gwaen Hepste.322
Gwaenysgor.432.442
Gwalchmai.168
Gwastadnant.682
Gwent.23
Gwrych.422
Gwynan R.578
Gwyndy.175.176

Gwyrfai R.554.556.682

Habberley.516.518
Hafren Forest.691
Halkyn Mountain.439.442.443.444-9.
451.452.454.464.602.640.674
Hanwood.504
Harding's Down.254
Harlech: marais,16
Dôme,16.33.99.100.145.544.549.
551.572.591.620.626.648.650.
652.671.672.694
Haughmond Hill.514.516
Haverfordwest.58.193.195.202.205.
206.208.210.212.232
Hay Castle.195
Hay on Wye.361
Hazler Hill.520
Helmeth Hill.524
Hen Shop.175
Heol Senni.353
Hepste R.324.678
High Pennard.245
Hirwaun.344.348
Holyhead.170
Holyhead Mountain.15.167.178.190.
674
Holy Island.181.546
Hope Dale.503.526.528
Hope Mountain.452

Ifton.128.385
Ilston.249
Irfon.297
Irlande (mer d'-).76.111.157.163.
546-52.619.620.666.
Ironbridge (gorges d'-).503.509.514.533.539.
652
Ithon.13

Johnston.195.205

Keeston Hill.202.205
Kenfig Burrows.259
Kidwelly.279.283.694
Knaveston.198
Knelston.256
Knighton.50.585
Knowle Hill.533

Lambston.205
Lamphey.114.223.229.230
Landimore.245
Lanelay.121
Lavernock Point.137
Lawley.520.524.525.526.534.541
Lawn Hill.518.540
Leaton.510.539
Leigh on Mendip.403
Leweston.209.212
Lidney.386.387
Linney.224.233
Little Ormes.422
Little Stretton.520.541
Little Wenlock.504.509.533.540
Llanallgo.168.185.630
Llanarmon yn Ial.449.452.454.455.457
Llanbadrig.182
Llanbedr (voir Mochras).
Llanberis.554.682
Llanddewi.245.256
Llanddona.167.168.189

Llandegfan.168
Llandegla.436.437.439.456.457.465-9.
498.611.614.641.642.643
Llandeilo.287
Llandeiniolen.561.563
Llandrindod Wells.13
Llandrinio.502
Llandulas.422
Llandybie.279
Llanelidan.17.436.472.473
Llanelly.274
Llanfairynghornwy.168.174
Llanfair yn Neubwell.168.189
Llanfechell.182
Llanferres.457
Llanfihangel-Trer-Beirdd.168
Llangaffo.189
Llangefni.168.171.186.187
Llangennith.244
Llangoed.186
Llangollen.71.415.471.472.476.479.
482.490.497.583
Llanharan.92.94.121.261.265.271
Llanharry.116.128.130
Llanmadoc Hill.244.245.254.255.256.
257
Llanmelin.383
Llanrhidian.244.245.258
Llanrhyddlad.189
Llanrhystud.670
Llansilin.415
Llantrisant.94.261.265.266.646
Llantysilio Mountain.17.415.471.476.
477.480
Llanyblodwell.495
Llanymynech.483.504
Llawn.487
Lleyn.24.99.101.111.148.159.544.549.550.562.
563.620.645.658.664.666.672
Lligwy R.168.185
Llyfni R.554.556
Llyn Cau.574
- Celyn.16
- Cowlyd.565
- Cwellyn.682
Llynclis.492.495
Llyn Cwm y Foel.568
- Cyfynwy.462
- Dinas.568.570
- Gwernan.573
- Idwal.682
- Llwyd.685
- Ogwen.682
- Peris.682
y Gader.574
Llysfaen.419
Long Mountain.13.14.502
Long Mynd.11.13.14.109.502.516.520.527.537.
539.540.541-2.583.611.627.652.689
Longwood.412
Loughor R.244.258.284
Loxton Hill.398
Lox Yeo R.398
Ludlow.528
Lydstep.114
Lyth Hill.516.611.643

Maddock's Hill.511.512
Maesmynan.692
Maiden Castle.208
Malldraeth (marais de-).186.187
Malverns.11.18.23.24.29.30.43.57.65.76.89.
90.109.110.119.123.387
Manorbier.223.229

Marchlyn Bach (voir Llandeiniolen)
Margam.259.261.264
Marloes.193.198.207.236
Mathry Road (carrière).238.239
Mawddach R.14.544.552.571.573.578.
620.631.672.697
May Hill.361
Meliden.441
Mellte R.319.320
Menai (détroit de-).15.37.43.167.
184.189.544.545.562.583
Mendips.11.23.68.69.72.74.79.80.
81.84.92.94.96.97.98.112.118.119.
124.125.132.133.136.139.141.143.
144.391-414.588.589.592.613.647
Merddwr.16
Meriandyrys.186.630
Mersey.674.680
Merthyr Mawr (Glam.).259
Merthyr Tydfil.20.21.325.346.614
Middleton.206
Milford Haven.50.193.223.232.235.
236.240.677
Minchin Hole.662
Mochras (sondage de -).81.99.111.
140.144.192.546.549-52.563.579.
590.619.620.697.698
Moel Druman.568
- Famau.17.439.451.453.457
- Findeg.450.451
Moelfre Isaf.418
Moel Gamelin.481
- Garegog.452.453.455.458-63.
465.468.469.473.481.633.634.642.
643.678
- Hebog.555
- Hiraddug.431.454
Moel Llys y Coed.451
- Maenefa.432
- Morfydd.481
- Plas Yw.456
- Rhiwen.556.561
- Tryfan.556-60.562.564
- Wnion.15.423.553.556
Moelwyn Bach.568.570.613.671.672.685
- Mawr.568.570.613.671.672
Moel y Acre.467
- - Gaer.435
- - Golfa.502
- - Waun.452
Mold.439.448.449.451.452.454.455.468
Monmouth.361.367
Montgomery.13
Moons Hill.403.404.406.596.599
Morfa Bychan.667
- Newydd.259
Much Wenlock.526.528
Mullock Bridge.236.240
Mumbles.244
Mynachdy.176
Mynydd Aberdare.339
- Bach.214.670
- Bodafon.167.175.177-8.187.189.603.604
- Caregoc.216
- Carn y Cefn.339
- Carningli.216
- Castlebythe.214
- Cerrig.273
- Cilgwyn.543
- Cricor.436.481
- Dinas.263
- Eglwysilian.336
- Eilian.167.182.183.187.583.611.625.646.
- Eppynt.20.293.295.297.298.307.583.624.

626.648.689
- Fron Fraith.579
- Illtyd.295
- Llangattock.325.326.339.342
- Llangynidr.325.326.330.331.333.339.342.348.357.614.637.641
- Llanllawer.216
- Llwydiarth.167.184.186.187
- Mawr.162.556.564.590.593.685
- Mechell.185
- Melyn.216
- Moel.574
- Myddfai.285.295
- Myfyr.487.494
- Pencoed.574.580.613
- Prescelly.18.20.193.214-7.237.583.604.612.624.633.634.664.669.693

Mynydd y Cwm.432.435.444.454
- - Gader.572.574.576
- - Garn (Ang.).167.178.184.187.646
- - Garn (Brec.).320.324.357
- - Garreg.273.279.283
- - Glog.324.341.342.343
- - Glyn.336.354

Nant Francon.554.556.682
- Gwynant.682
- Peris.682
- y Garth.436.465

Neath R.21.69.261.274.285.307.319.324.336.341.342.343.345.346.349.650.673

Nebo.176.183.187

Nerquis.316

Newport (Monm.).55.386.387
- (Pem.).216

Nicholaston.250.252

Nills Hill.518

North Hill.395.405.410

Oak Hill.402

Oakwood.518

Ogmore R.259

Ogmore by Sea.82.114.121

Ogof Fawr.326

Ogof Ffynnon Ddu.315

Olveston.121

Onny R.502.528.538.541

Oswestry.12.18.415.497.498.507.583

Overley Hill.509.510

Oxwich.244.255

Oystermouth.245

Pant Mawr.323.324.357

Pant y Lladron.259

Pant y Creigiau.354

Parys Mountain.171.178.182.183.603.646

Penarth.137

Penberry.194

Pen Caer.213.237.646.669

Pen Clawdd.244

Pencoed.663

Pen Hill.395.404.410

Pen Llithrig y Wrâch.565

Penmaen.252

Penmon.190

Pennally.222

Pen Rhiw Ddu.287.300-2.328.600

Pentraeth.168.189

Pentre Celyn.431

Pentre Cwm.431.432
Pentyrch.268
Pen y Fan.20.273.285
Pen y Foel.450.451.452.453.458.
600.634
Pen y Gader.14.544.571.574
Pen y Graig.178
Pen y Holt Down.225
Plas Newydd.177
Plumstone Mountain.207.208.209
- Rocks.208.209.210.240.
689
Plump Hill.371
Plynlimon.13.648.650.673.691
Poll Carn.208
Pontesford.516.518.540.643
faille de - :30.31.36.37.39
518.520.534
Pontypool.60
Pontypridd.336
Port-Eynon.82.113.114.117.133.244.
245.246.248.249.250.255
Porth Neigwl.672
Portishead.121
Porthlisky.197.237
Porth Swtan.176
- Wen.176
Portmadoc.16
Port-Talbot.261.263.265
Prestatyn.17.425.431.441.463.467
Pwll Byfre (sablière).310-2.316.318.
323.324.328.343.348
- Meyric.121
- y Felin.323
Radnor Forest.13
Radstock.144
Radyr.125
Raglan.361
Ragleth Hill.520.524
Rea Brook.502.538
Rheidol R.650.652.670
Rhes y Cae.448
Rhinog Fawr.690
Rhobell Fawr.572.573.578
Rhondda.336.350.356
Rhosesmor.447
Rhossili (baie de-).248
Rhossili Down.244.245.254.256
Rhuallt.432
Rhyd.568.685
Rhymney Hill.339
- R.345.348
Risca.59.60
Ritec (faille de-).50.57.65.68.240
Roch.202
Rosebush.214
Rosehill.205
Roxberrow.411
Ruabon Mountain.18.415.471.479.480
Rudry.130
Rushton.503.510
Ruthin (Glam.).116.425
Ryer's Down.254.257

St Arvans.386
- Brides.194.664
- David's.195.197.206.207.232.237
- Head.12
- Land.40
- (presqu'île de-).35.193.194.196.

237.239.583.603.665.690
St Edrins.198
- Florence.223
- Ishmael's.200
- Nicholas.259
- Tudwal: Arch,111,548;
presqu'île,15.43
Sandy Haven Pill.232
Sardis.212
Scowles.130.381
Sealyham.208
Selattyn.486.494
Sennybridge.287
Severn: anticlinal de la Bas.S.,57.
65.69.141.387.589;
estuaire,109.113.121.139.144.361.
386.395.397;
vallée,12.13.107.109.502.509.528.
538.671.673
Shepton Mallet.391.393.395.397.402.
406.409
Shipham.391.393.399.401.403.411
Shrewsbury.12.502.507.538.583.643.
Skomer.199.200
Snowdon.15.160.550.553.554
Snowdonia.15.16.24.35.36.40.145.162.
564-8.590.591.620.622.624.626.652.
658.670.671.672.681.694
front NW: 24.33.180.553-64.570.
625.636.643.644.645.647
Solva.232
Somerset Moors.391.393.407.409
Stack Rocks (Pemb).225
Steynton.212
Stiperstones.13.14.502.516.541.
Stock Hill.410
Stormy Down.264.265.269.271.614.642
Stowe Clearwell.382
Sutton Hill.205
Sweeney Mountain.487.489.490.492.494.606

Taff R.259.266.268.284.285.287.295.299.319.
335.345
Taf Fawr R.325.350.357.678
- Fechan R.325.331.332.348.350
Talbenny.195.200
Tal y Llyn.544.571.573.579.620.670
Tanat R.483.495.498.538
Tawe R.21.69.274.284.285.287.297.299.303.308.
315.342.345.346.650.673
Teifi R.13
Tenby.217
Tern R.509.514
Thornhill.268
Three Cliffs.250
Titterstone Clee Hill.503.529.530.599
Tonfanau.111.552.571
Tor Gro.244.258
Trawsfynydd.15.16.544.670.671.672
Treffgarne,cluse: 212.229.234.239.651
Mountain: 202.207.208.209.210.212.
213.216.226.239.240.583.604.627.633.634
Trefil (carrières).328.330.331.332.333.334.
357.600.607.614.641
- Nant.325
Treflach.487.492
Trefnant.439
Tremadoc (baie de-).99.100.140.157.548-52.
570.620.666.667
Tremeirchion.435
Twrch R.285.
Twynau Gwynion.331.332.614

Twyn Ceiliog.326
Tywi (ou Towy)R.20.285.650.673

Ubley.393
Usk,anticlinal: 57.58.59.60.65.367.
387.589
- vallée: 20.53.284.285.295.297.
385

Vaynor.332.333.641
Velvet Bottom.410.
Vobster.395
Vyrnwy.415.495.498.538

Waen Dywarch.320
Warren.223
Waun Bach.273
Wellington.503.509
Wells.79.124.401.406.408
Wem.107
Wen R.580
Wenlock Edge.503.528.534.539.541.631.
West Angle (baie de -).213.234.236.
240.663.677
Wheeler R.435.439.441.449.454.456.
457.674
Whitchurch.537
Whitford.244
Wilderness.524
Wilkesley.139.145
Windsor Hill (Pemb.).230.239
Winscombe.407
Wirral.76.80.84.87-9.104.105.122
Wnion R.573
Wolf's Castle.214.215
Woolstaton.525.538.540.611
Wooltack.199
World's End.475
Worms Head.244.248
Wrekin.90.109.119.123.502.504.507.509-14.
539.540.583.589.592.603.613.627
Wrexham.12.415.452.498
Wrockwardine.509.510.
Wurt Pit.402
Wye R.13.350.361.375.389.538.671.673
Wygyr R.168.169

Yr Aran.565
Yr Arddu.568.570.613
Ysceifiog.456
Ystrad R.428
Ystradfellte.315.319.353

GLOSSAIRE DES PRINCIPAUX TOPONYMES GALLOIS (1).

ABER Confluence,estuaire,embouchure.
AFON Rivière.
ALLT Butte boisée.
BACH (FACH) Petit.
BAN (pl.BANNAU) Sommet,pic;phare.
BECHAN (FECHAN) Petit,le plus petit.
BETWS Chapelle.
BLAEN (pl.BLAENAU) Extrêmité,tête (de vallée),source.
BOD (FOD) Habitation
BRÂN (pl.BRAIN) Corbeau.
BRE Colline
BRITH Tacheté,bigarré.
BRON Flanc de colline
BRYN (FRYN) Colline.
BWLCH (FWLCH) Brèche,ouverture;porte, col.
CADAIR,CADER (GADAIR) Chaise.
CADLAN Champ de bataille.
CADNO Renard.
CAE Champ,enclos;haie.
CAER (GAER) Forteresse,chateau,cité.
CALCH Calcaire.
CANOL (GANOL) Milieu.
CANTREF Cent,centaine.
CAPEL Chapelle.
CARN (GARN) Cairn,tumulus.
CARNEDD (pl.CARNEDDI,CARNEDDAU) Cairn,tumulus.
CARREG (pl.CERRIG) Pierre,rocher.
CARROG Ruisseau
CASTELL Château,petite forteresse.
CAU (GAU) Enclos
CEFN Dos;sommet,ligne de faîte arrondi
CEILIOG Coq.
CELYNNEN (pl.CELYN) Houx.
CELLI (GELLI) Bocage,bosquet.
CERWYN Cuvette,doline.
CEUNANT Ravin,gorge.
CIL (GIL) Coin,endroit retiré.
CLEGYR Rocher,falaise.
CLOGWYN Précipice;falaise,corniche rocheu
CLWYD Haie;porte.
COCH (GOCH) Rouge.
COEDEN (pl.COED) Arbre.
CORN Pointe,cime.
CORS Marais,marécage.
CRAIG (GRAIG)(pl.CREIGIAU) Rocher.
CRIB (CRIBYN) Crête,sommet.
CROES (GROES) Croix.
CWAR Carrière.
CWM Vallée étroite,vallon;cirque.
CYFRWY Ensellement sur une ligne de crête
DINAS Forteresse,cité fortifiée.
DÔL Prairie.
DU (DDU) Noir.
DŴR (DWFR)Eau.
DYFFRYN Vallée
EGLWYS Eglise
FFORDD Chemin,route.
FFOREST Forêt.

(1) Etabli principalement d'après R.S.Morgan,*Quart.J.Geol.Soc.*,1927,pp.332-8.

FFRIDD Bois;pâturage d'altitude,lande à moutons.
FFYNNON Source,puits.
GARTH Colline,promontoire; enclos.
GLAS (LAS) Bleu (eau);vert (champ).
GLYN Vallée encaissée.
GWAUN (WAUN) Lande,pâturage de montagne.
HAFOD Habitation d'été (temporaire).
HENDREF Habitat permanent d'hiver.
HEOL Route,rue.
HIR Long.
ISAF Le plus bas.
LLAN Enclos;enclos sacré;église.
LLWYD (LWYD) Gris,vénérable.
LLWYN Buisson,bosquet.
LLYN Lac
MAEN (FAEN) Pierre.
MAES (FAES) Champ ouvert (par opposition à CAE).
MAN (FAN) Lieu,endroit.
MARIAN Terre rocailleuse.
MAWR (FAWR) Grand,gros.
MELYN (FELYN) Jaune.
MERDDWR Eau Stagnante.
MERTHYR Eglise,martyr.
MOEL (FOEL) Montagne arrondie et nue.
MORFA Marais.
MYNYDD (FYNYDD) Montagne,landes.
NANT Ravin,fossé;ruisseau.
NEWYDD Nouveau.
OCHR Pente,flanc.
OGOF Grotte,caverne.
ONNEN Frêne.
PANDY Moulin à foulon.
PANT Vallée,creux,dépression.
PEN (BEN) Tête,sommet.
PENRHYN Promontoire.
PENTREF Village.
PERTH (BERTH) Buisson,haie.
PONT (BONT) Pont.
PORTH (BORTH) Port;porte.
PWLL Mare.
RHAIADR Chute d'eau,cascade.
RHIW Pente;colline.
RHOS Lande,plaine.
RHYD Gué.
TÂL Bout,extrêmité.
TIR (DIR) Terre,sol.
TRAWS Traversée.
TREF (TRE) Hameau,habitation,ville.
TROS Dessus,sur.
TŶ (DY) Maison.
TYDDYN Petite ferme.
UCHAF Le plus haut.
Y,YR Article:le,la,du,etc...
YN,YM En,dans.
YNYS Ile.
YSTRAD Vallée large à fond plat.

Planche I.

A

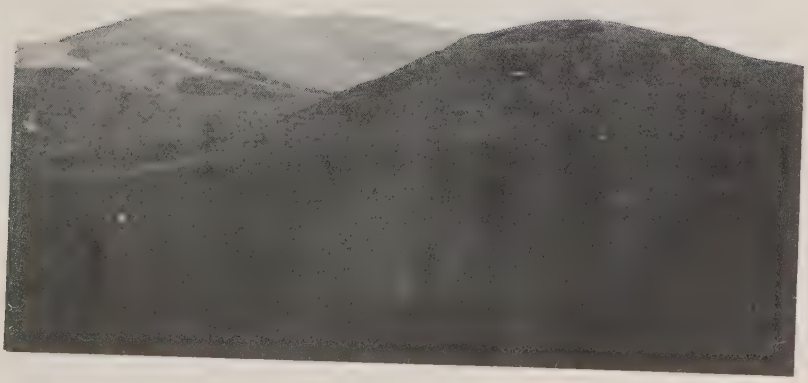


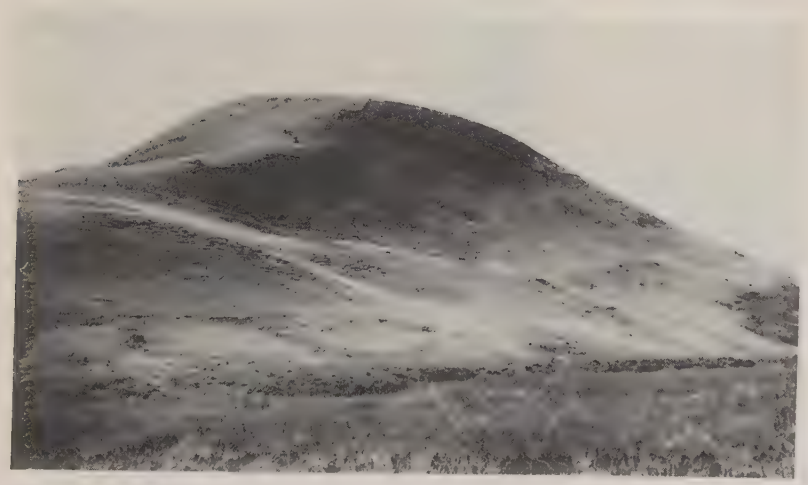
Planche II.

A

B

Planche III.

A



B

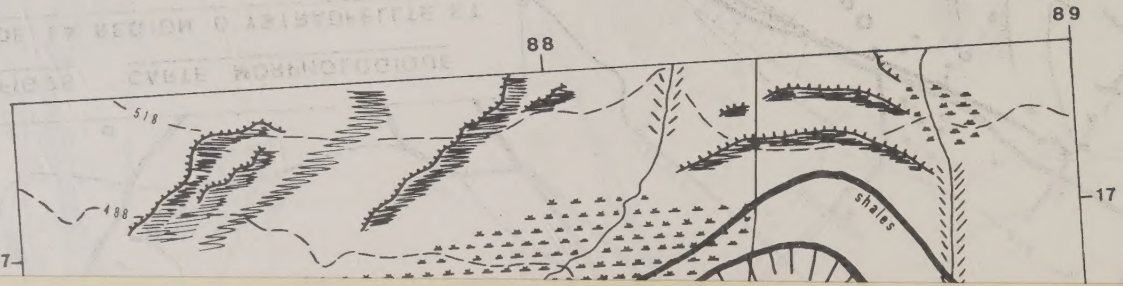
Planche IV.

A

B

Planche V.

A


88
89
518
488
17
17
shales